

P. ALLEMAND

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-37-8

approche expérimentale
de la mécanique
du rifting continental

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

d'Etude Structurale

des Socles

n° 38

Rennes 1990



**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°38

P. ALLEMAND

Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 16 Décembre 1988.**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1990

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-37-8

1990

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

P. ALLEMAND (1990).

Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental.

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 38 ; 205 p.

REMERCIEMENTS.

Je tiens à exprimer ici ma reconnaissance à toutes les personnes qui de près ou de loin ont participé à l'élaboration de ce travail. Je ne peux pas toutes les citer.

Je tiens à remercier tout particulièrement, Jean-Pierre Brun, Jean Van Den Driessche et Philippe Davy qui m'ont encadré tout au long de mon travail. Ils m'ont fait profiter, à chacune de nos rencontres, de leur savoir, de leur expérience et leur enthousiasme.

Les remarques formulées sur mon premier manuscrit par Marc Daignières, Peter Cobbold, Jacques Angelier et Pierre Thomas, rapporteurs et examinateurs de mon mémoire, m'ont permis de préciser ma façon d'exposer et d'argumenter mon travail. Qu'ils en soient remerciés. Je remercie également Pierre Choukroune, Président de Jury attentif et clairvoyant.

A Paris mon travail expérimental a été facilité par la connaissance qu'avait E. Faugère du sable et de la silicone. Les idées, la joie de vivre et l'enthousiasme de mes acolytes, Jeff Ballard et Marie-O Beslier, rendaient la vie du laboratoire particulièrement agréable. L'équipe de Jean-Claude Mercier lors de son arrivée a su conserver dans ce couloir 24-25E1 l'activité intellectuelle que j'appréciais particulièrement. A Paris toujours, Joel Dyon a réussi à m'inculquer quelques notions de dessin.

J'ai été considéré, lors de mes séjours à Rennes, comme un membre du laboratoire à part entière tant au point de vue technique que scientifique. Là bas, Jeff Ballard et Gwen Guérin m'ont été d'un grand secours.

Lors de mon arrivée au département de géologie de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon, dirigé par Pierre Thomas, j'ai trouvé une équipe (UA 713) efficace et sympathique qui m'a permis de finir ma thèse dans les meilleures conditions et de préparer quelques projets pour l'avenir.

Isabelle et "Marcel (le)", témoins patients de mes sautes d'humeur, m'ont été d'un secours moral et matériel indispensable, ce mémoire leur est dédié.

La photocopie de cette thèse a été réalisée par Paul Veillat.

TABLE

0. INTRODUCTION GENERALE.	1
I. CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES DES RIFTS TERTIAIRES.	
1. Le rift Ouest européen.	3
2. Le Rio Grande rift.	19
3. Les rifts du Nord-Est de la Chine.	25
4. Le rift du Baïkal.	30
5. Le rift Est africain.	34
6. Récapitulation.	38
II. MODELES DE RIFTS: UNE REVUE.	43
1. Origines des forces responsables du rifting.	43
1.1 Rifting produit par anomalie locale de masse.	43
1.2 Rifting produit par une traction horizontale.	45
1.3 Rifting produit par un champ de contraintes local intralithosphérique.	49
1.4 Instabilités thermiques et instabilités mécaniques.	50
2. Amincissement tectonique amincissement thermique et extension.	
2.1 Amincissement homogène instantané de la lithosphère.	51
2.2 Amincissement hétérogène instantané.	53
2.3 Effets de la durée de l'extension et des transferts latéraux de chaleur.	55
2.4 Conclusion.	56
3. Modalités de l'extension dans la croûte cassante.	57
4. Modèles cinématiques.	59
4.1 Faille de faible pendage traversant toute la lithosphère.	59
4.2 Faille de faible pendage dans la croûte supérieure et déformation homogène dans la croûte inférieure.	59
4.3 Réactivation de structures compressives.	63
4.4 Striction hétérogène.	63
4.5 Décollement sur l'interface fragile/ductile.	67
4.6 Faille de faible pendage puis rupture symétrique.	67
4.7 Faille de faible pendage, diapir, et dénudation du manteau.	67
5. Conclusions et problèmes.	68
III. BUTS ET METHODES DE LA TECTONIQUE EXPERIMENTALE.	71
1. Introduction.	71
2. Définition.	71
3. Le problème expérimental.	74
4. Rhéologie de la lithosphère.	74
4.1 Le comportement fragile.	74
4.2 Le comportement ductile.	75
4.3 Les transitions de comportement.	77

5. Dimensionnement et matériaux.	82
6. Les discontinuités de vitesses.	85
6.1 Définition.	85
6.2 Caractéristiques d'une discontinuité de vitesse: symétrie et asymétrie.	87
6.3 Signification cinématique des discontinuités de vitesse.	90
6.4 Conclusions.	91
7. Conclusions.	91

IV. MODELISATION EXPERIMENTALE DU RIFTING.

A. INTRODUCTION GENERALE.	93
B. MODELES DE STRICTION DE LA LITHOSPHERE.	95
1. Introduction.	95
2. Procédure expérimentale.	96
3. Résultats.	99
3.1 Lithosphère océanique.	99
3.2 Lithosphère continentale chaude.	102
3.3 Lithosphère continentale froide.	103
4. Discussion.	109
4.1 Facteurs d'initiation de la déformation.	109
4.2 Champ de déformation.	110
5. Conclusions.	113
B. CHAMP DE DEFORMATION DE LA CROUTE CONTINENTALE SOUMISE AU RIFTING.	
1. Introduction.	117
2. Procédure expérimentale.	117
3. Expériences asymétriques.	118
4. Expériences symétriques.	125
5. Approche de la mécanique des expériences.	136
6. Comparaison des expériences représentatives de la lithosphère avec les expériences représentatives de la croûte.	138
7. Conclusions.	139
C. CONCLUSIONS.	140

V. APPORTS DE LA MODELISATION EXPERIMENTALE A L'ETUDE DES RIFTS CONTINENTAUX.

1. Introduction.	141
2. Signification géologique des DVL et DVb.	141
3. Fonctionnement des rifts: asymétrie et cisaillement basal.	145
4. Profondeur de l'interface fragile/ductile.	147
5. Signification du cisaillement ductile de la base des rifts.	149
6. Comportement du manteau supérieur pendant l'extension.	155
7. Largeur des zones étirées et couplage fragile/ductile crustal.	156
8. Champ de déformation associé au rifting.	157
9. Application au rifting Oligocène Ouest européen.	159

VI CONCLUSIONS GENERALES.	161
VII BIBLIOGRAPHIE.	163
ANNEXE: coupe des expériences bicouches	175

0. INTRODUCTION GENERALE.

Introduction

L'extension de la lithosphère continentale se manifeste sous trois formes:

- les rifts intracontinentaux caractérisés par une extension faible limitée à une zone étroite et très allongée (exemple: le graben du Rhin, le rift du Baïkal etc...).
- les marges continentales passives caractérisées par une extension forte dans une zone large et très allongée, et
- les associations de structures extensives de type basin and Range, caractérisées par une extension forte sur une grande largeur, dans une zone orogénique récente.

Les deux premiers types de déformation se produisent dans une lithosphère initialement à l'équilibre alors que les déformations de type Basin and range ou Tibet succèdent à une orogénèse et résultent du rééquilibrage de la croûte épaissie (Tapponnier et Molnar, 1977; Tapponnier et al, 1981; Coney et Harms, 1984; Sonder et al, 1987; Wernicke et al, 1987; Ricard, 1985; Guérin, 1988; Gaudemer, 1986).

Le but de cette thèse est de cerner la mécanique des rifts intracontinentaux et les champs de déformation de ces rifts à l'échelle de la lithosphère.

A l'inverse des déformations profondes des zones de collision, les déformations profondes des zones soumises au rifting sont inaccessibles à l'observation directe. Les données géologiques disponibles permettent de préciser le champ de déformation fragile, mais ne permettent pas de cerner les relations entre la déformation fragile et la déformation ductile. Les données permettant d'évaluer les processus en profondeur sont d'origine géophysique (sismiques, séismologiques, gravimétriques, thermiques etc...). Leur interprétation en termes de déformation conserve une part spéculative et leurs relations avec les données de surface sont rarement établies.

La tectonique expérimentale utilisée ici, permet une approche globale de la mécanique du système lithosphère en extension. Elle permet également une étude des champs de déformation et de leurs évolutions.

La première partie est consacrée à une étude bibliographique qui permet de définir les caractéristiques géologiques et géophysiques des rifts et permet de montrer leur caractère asymétrique quasi-systématique. Dans la seconde partie sont étudiés les modèles des rifts. La troisième partie définit la démarche expérimentale et à partir de modèles expérimentaux élémentaires présente une première analyse du problème de l'asymétrie. La quatrième partie, consacrée aux expériences, met en évidence l'importance des paramètres rhéologiques (rhéologie du manteau supérieur, couplage fragile-ductile entre croûte inférieure et croûte supérieure) et des conditions aux limites (symétrie ou asymétrie) sur le champ de déformation et le développement des rifts. Les résultats expérimentaux sont appliqués à l'extension de la lithosphère en général et au rift oligocène Ouest européen, dans la cinquième partie.

I. CARACTERISTIQUES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES DES RIFTS TERTIAIRES.

1. Le rift Oligocène Ouest Européen. (tableau I.1)

Le rift Oligocène Ouest-Européen s'étend sur 1500km (fig I.1) depuis la mer du Nord jusqu'à la Méditerranée. Il comprend quatre segments qui sont du Nord au Sud: le rift de Hollande, le rift rhénan, les rifts parallèles de Bresse et de Limagnes et les bassins du Languedoc prolongés, avant la rotation du bloc corsosarde par le rift Oligocène Sarde.

Le rift de Hollande a une forme en éventail de 50 à 150 km de large, ouvert vers la mer du Nord. Il est limité par des failles normales NW-SE et se termine au Sud sur le massif schisteux rhénan. Il est pris en relais par le rift rhénan de direction NNE-SSW dont la largeur est comprise entre 30 et 40km. Celui-ci s'interrompt au Sud contre le Jura, à l'Est duquel il est relayé par les rifts de Bresse et de Limagnes. La liaison s'effectue par une zone transformante bien démontrée par Bergerat (1977) avec la Bresse mais moins claire avec les Limagnes. Le rift bressan se poursuit par le rift rhodanien qui s'interrompt à son intersection avec la faille des Cévennes. Au Sud de la faille des Cévennes l'extension est plus diffuse: la direction des bassins est NE-SW.

- Structuration anté rift: (fig I.2)

Toute la région affectée par le rift a été structurée pendant l'orogénèse hercynienne (Arthaud et Matte, 1975) et localement au Mésozoïque:

- + Rift rhénan: terrains mésozoïques non faillés, structures paléozoïques NW-SE (faille de Metz) NNE-SSW (failles des Vosges) et N-S.
- + Bresse-Rhône: terrains secondaires non faillés, socle paléozoïque affecté par des failles NNE-SSW à NE-SW.
- + Limagnes: socle paléozoïque structuré par des failles NNE-SSW et des failles N-S.
- + Languedoc-Sardaigne: terrains secondaires affectés par des blocs basculés secondaires orientés NE-SW (faille des Cévennes) (Elmi, 1982) et socle paléozoïque structuré NNE-SSW (en tenant compte de la rotation du bloc corso-sarde).

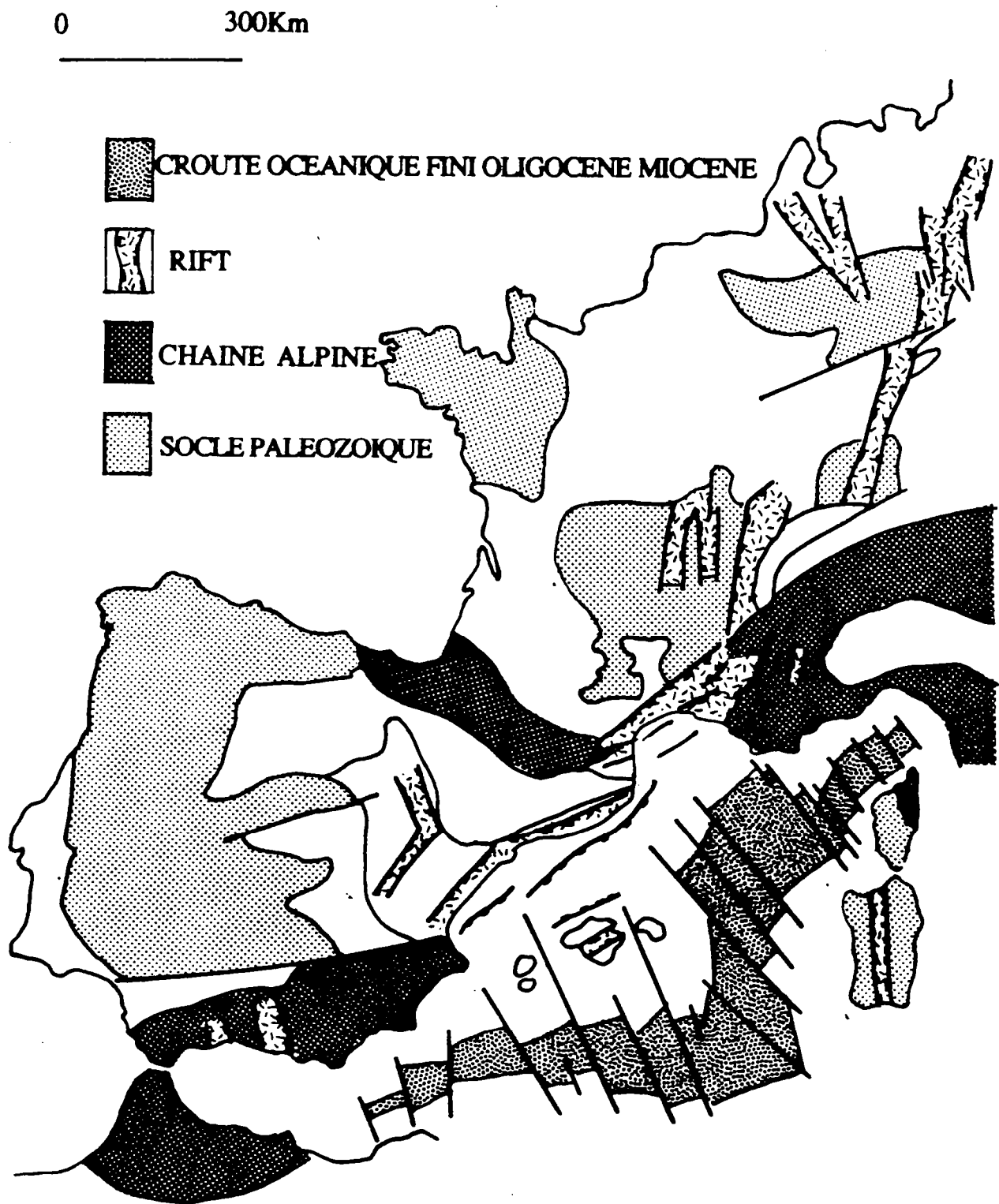


Figure I.1: Carte du rift oligocène ouest Européen (d'après Coulomb et Frizon de la Motte, 1988).

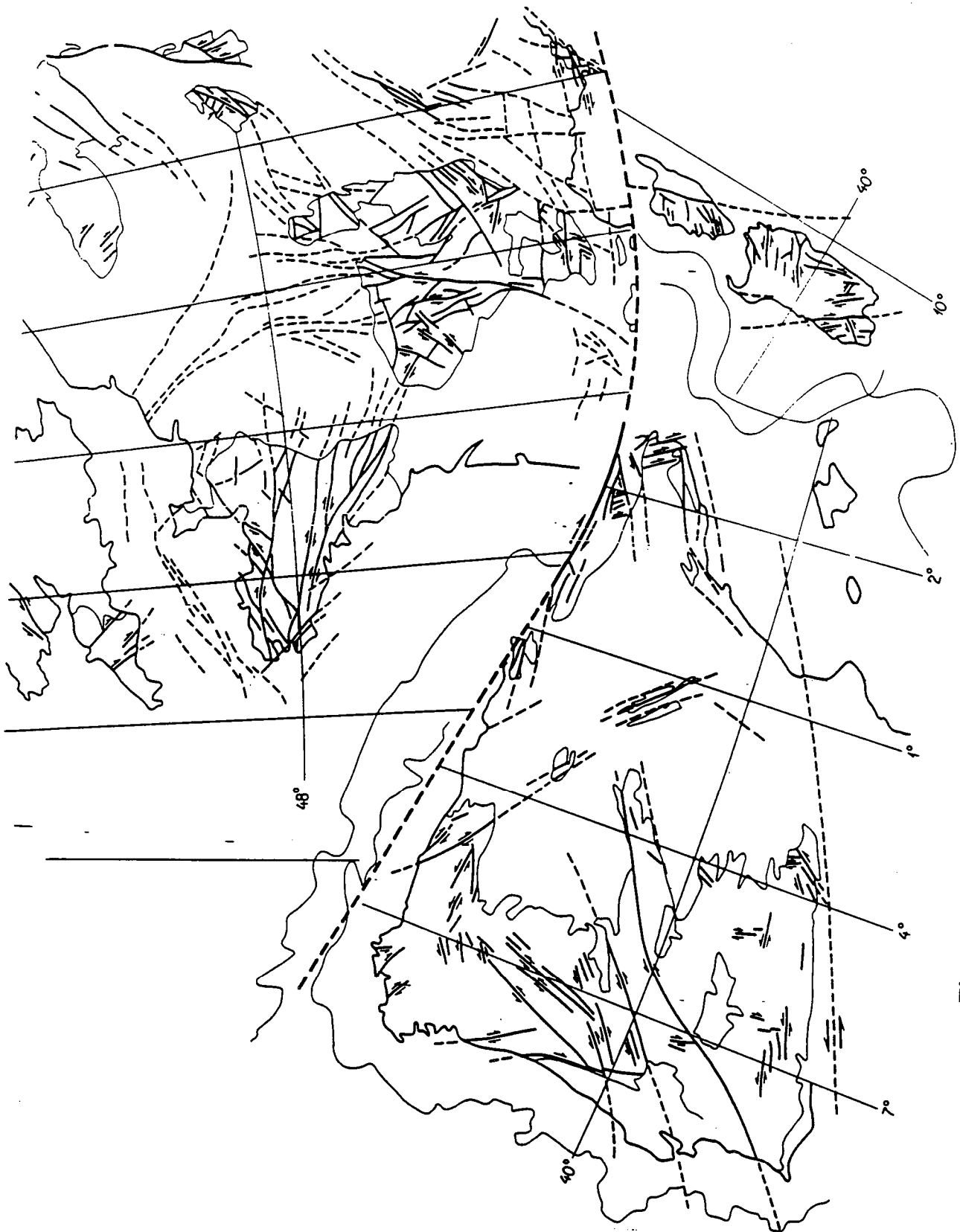


Figure 1.2: Structuration hercynienne de la plate-forme Ouest Européenne (Arthaud et Matte, 1975).

TABLEAU I.1: Caractéristiques géologiques et géophysiques du rift Oligocène Ouest européen.

	RHIN	BRESSE-RHONE	LIMAGNES	LANGUEDOC
LONGUEUR	300Km	400Km	200Km	150Km
LARGEUR	35-40Km	40Km	40Km	20Km
DIRECTION	N-S	N-S	N-S	NE-SW
ALTITUDE				
fond	300m	100-400m	300m	<100m
bordures	400-1500m	1000m	800m	
HERITAGE				
age	Hercynien	Tardihercynien	Mésozoïque	
direction	NE-SW et E-W	NE-SW	NE-SW	
RIFTING	Oligocène		Miocène	
EPAISSEUR SEDIMENTAIRE	3000m	2000m	1000m	3000m
VOLCANISME	faible volume de basalte alcalin			
PROF. DU MOHO				
rift	25Km	26Km	24Km	25Km
bordures	31Km	30Km	30Km	30Km
PROF. DES SEISMES	12Km (Vosges) 15Km (Rhin) 17Km(Forêt Noire)			
FLUX DE CHALEUR				
rift	107+/-27mWm ⁻²			
bordures	70+/-10mWm ⁻²			
EXT. SUP.	5Km			
EXT. CRUSTALE	20%	20%	20%	20%
AM. LITHO. MANT	100%			
VIT.D'EXT.	0,1mm/an			

- Histoire sédimentaire: (tableau I.2)

Le début de l'histoire sédimentaire est synchrone dans chacun des segments du rift. L'âge des premiers sédiments est Oligocène, ces dépôts se sont faits à des altitudes voisines du niveau de la mer.

+ Fossé du Rhin: Le fossé rhénan peut être divisé en deux parties. Dans la partie Sud, les sédiments Oligocènes sont épais (jusqu'à 2000m à Strasbourg) alors qu'au Nord du seuil de Haguenau leur épaisseur s'amenuise. Par contre les sédiments Miopliocène sont presque inexistants au Sud du seuil de Haguenau alors que la subsidence a été

importante au Nord (2500m de Miopliocène dans la fosse de Heidelberg). Pendant l'Oligocène inférieur et moyen, les sédiments sont d'origine laguno-marine avec des zones conglomératiques sur les bordures indiquant le fonctionnement des failles. La partie Sud émerge au Chattien alors que les dépôts septentrionaux connaissent une influence marine pendant l'Aquitanién. Au Pliocène les dépôts continentaux et lacustres indiquent le début du soulèvement qui a amené le fossé à son altitude actuelle.

TABLEAU 1.2: Remplissage sédimentaires des grabens du Rhin, de Bresse et de Limagnes. (Villemin, 1986; Lefavrais Raymond, 1962; Rey, 1971).

	RHIN	BRESSE	LIMAGNES
Miocène	Sables vosgiens à Dinothérium Argile sableuse fluviale Couches à Hydrobies Corbicules et Cerithes	Marnes sableuses lacustres Molasse et sable marins Calcaire crayeux lacustre	Sable à chaille Sable feldspathique du bourbonnais Remplissages de maars Calcaire de St Gérard-le Puy
Chattien	Argile et sable bariolés (couches de Niederroedern)	Marnes et sable conglomératiques Marno-calcaire à traces d'évaporites	Calcaires à H. ramondi Marnes claires à Cypris
Stampien	Marnes à Cyrènes Couches à Mélette Schistes à poissons Marnes à foraminifères	Marnes et sables en plaquette Marnes à gypse et anhydrite	Marnes jaunes à Limnées Marno-calcaire jaune à P. lamarcki, évaporites, schistes papyracés. Arkoses de Royat et de Ravel. Argile graveleuse bariolée du Lembron.
Lattorfien	Couches de Pechelbronn: -supérieures: marnes et grès à pétrole -moyennes: conglomérats et marnes fossilifères. -inférieures: marnes rayées bitumineuses	Marnes grises à gypse, anhydrite et sel gemme Marnes bariolées gréseuses	Calcaire à striatelles des Couzes Argiles sableuses rouges

+ Bresse-Rhône: Au cours de l'Oligocène s'individualisent en Bresse trois zones subsidentes séparées par des seuils (seuil de Sennecy-la Serre, seuil de Limonest). La série débute par des faciès conglomératiques et se poursuit par une forte épaisseur (jusqu'à 2000m) de dépôts évaporitiques. Les dépôts suivants (molasse calcaire et molasse sableuse à fossiles marins) (1000m d'épaisseur, Lefavrais-Raymond, 1962) montrent la présence de la mer

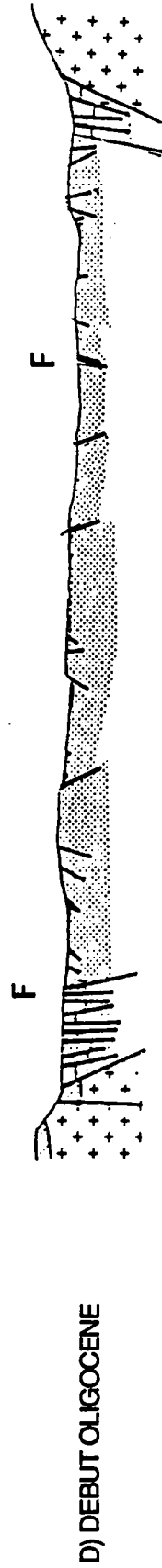
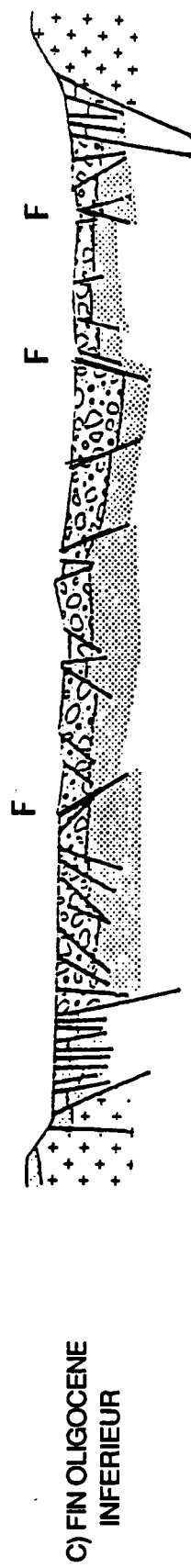
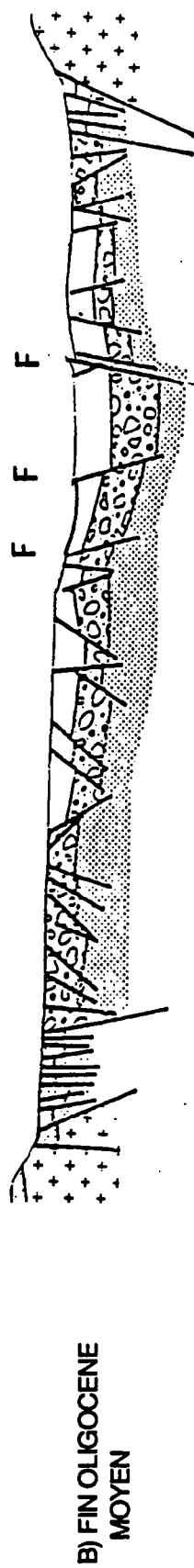
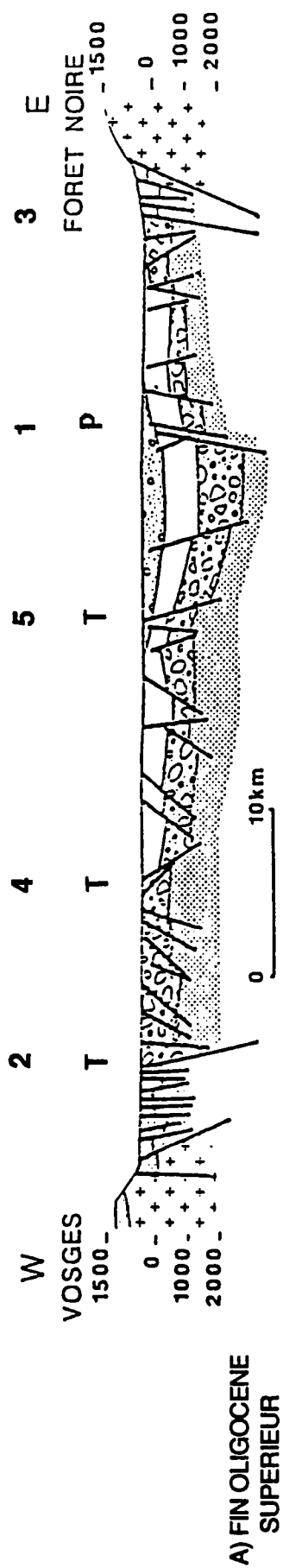


Figure I.3: A) Coupe du rift rhénan d'après Stübler (1965) et B) C) et D) Coupes équilibrées montrant le fonctionnement des failles à pendage Ouest de l'extérieur vers l'intérieur du rift.

au Miocène. La surrection de la région s'est faite à la fin du Pliocène.

+ Limagnes: La série (au maximum de 2500m à Riom; Pelletier, 1973) débute par des niveaux sablo-argileux à conglomératiques et se poursuit par des niveaux d'évaporites avec des passées de sédiments marins (niveaux crayeux à coccolites). Le Miocène est constitué par de vastes épandages de sable feldspathique puis de sable contenant des silex. Les altitudes actuelles datent du Pliocène.

+ Languedoc: les dépôts sont comparables aux dépôts bressans et rhodaniens. Leur épaisseur est plus forte encore (3000m à Nîmes pour l'Oligocène). La série débute par des marnes argilo-sableuses contenant des lentilles de sel gemme. Dans le fossé d'Alès, on note la présence de brèches et de conglomérats de pied de faille. Au Miocène, une nouvelle transgression marine dépose 1000 m de sédiments. Une dernière transgression de la mer a lieu au Pliocène.

-Structure:

La principale caractéristique de chacun des segments du rift, excepté du Languedoc, est d'être asymétrique.

+ Fossé du Rhin: une coupe du fossé rhénan entre la Forêt Noire et les Vosges montre son asymétrie (fig I.3). Le maximum de profondeur n'est pas atteint au milieu du rift mais est décalé sur le côté Est. Cette coupe montre que cinq failles majeures (notées 1, 2, 3, 4, 5) expliquent cette dissymétrie. Une série de coupes équilibrées (fig I.3) montre le fonctionnement du fossé. Les failles majeures à pendage Est ne fonctionnent pas toutes simultanément. La faille la plus externe cesse de fonctionner alors qu'elle est prise en relais par une faille parallèle plus interne, un bloc basculé vers l'Ouest étant ainsi délimité. Ces failles sont des failles transitoires. Par contre, il existe une faille à pendage Ouest qui fonctionne tout au long de la subsidence (faille permanente). Le maximum de profondeur du bassin est situé au pied de celle-ci. Au fonctionnement en continu de la faille permanente est donc opposé le fonctionnement transitoire des failles à pendage Est qui délimitent deux blocs basculés vers l'Ouest. Dans la partie Nord du bassin, l'asymétrie est inverse (d'après la coupe de Schaad, 1962, fig I.4).

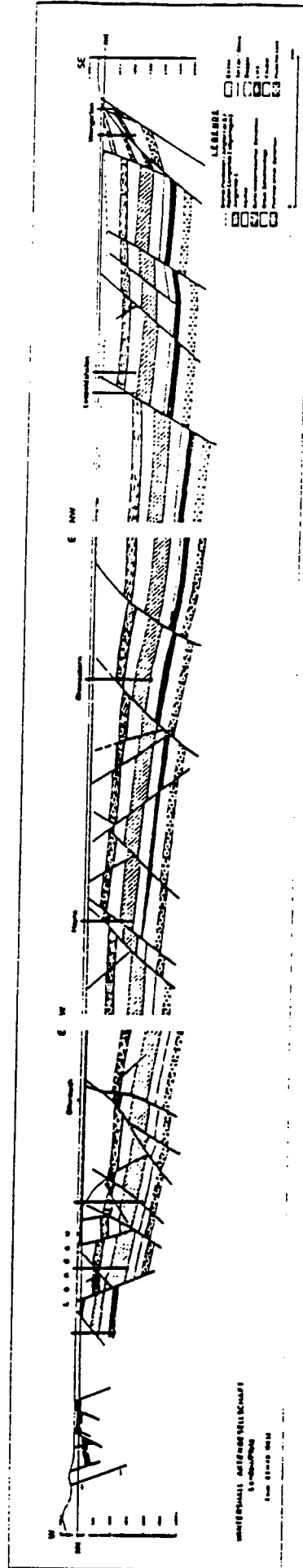


Figure 1.4: Coupe du rift rhénan au niveau de Landau d'après Shad (1962) dans ECORS (1988).

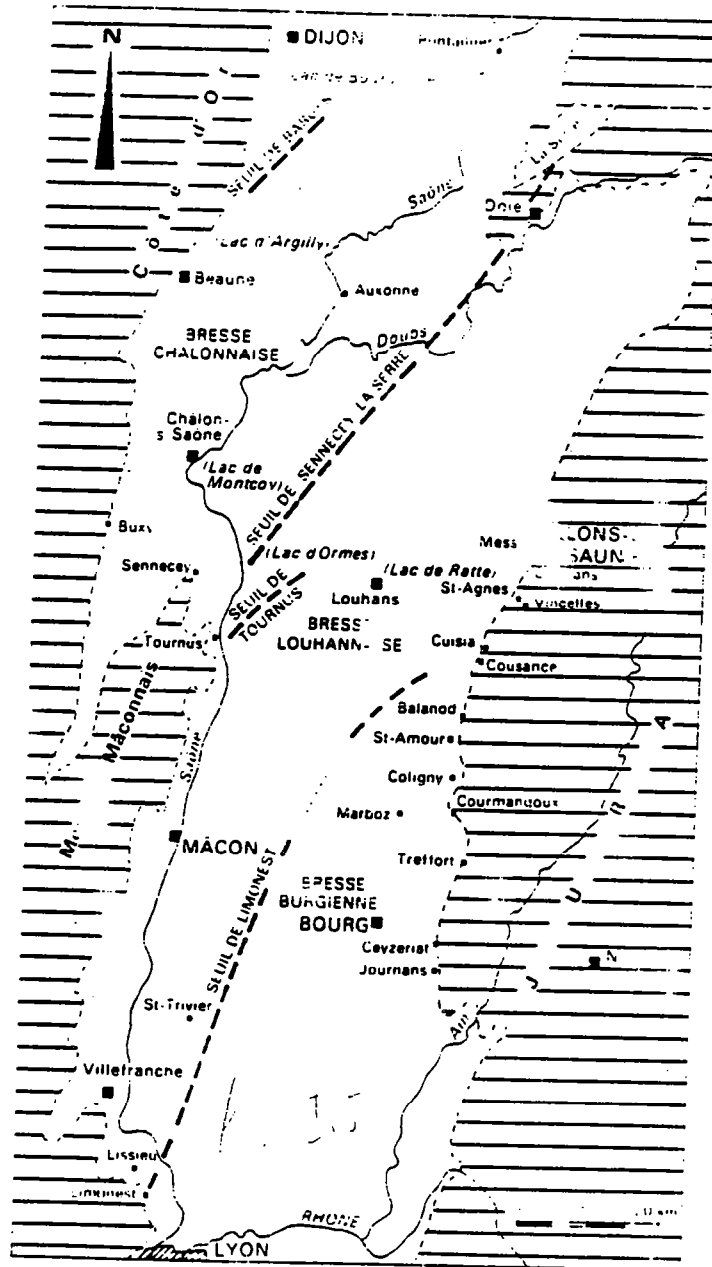


Figure I.5: Carte des seuils traversant la Bresse

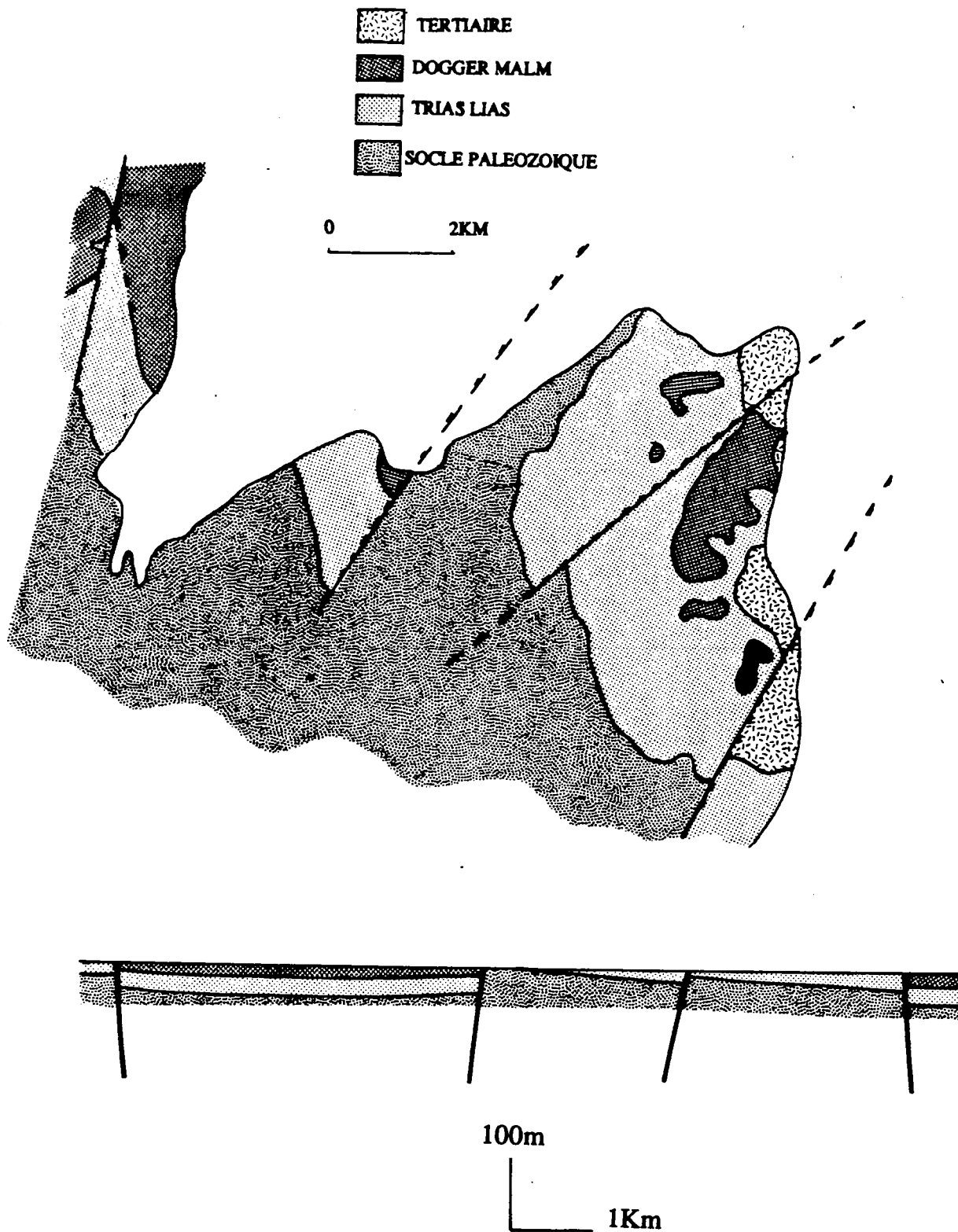
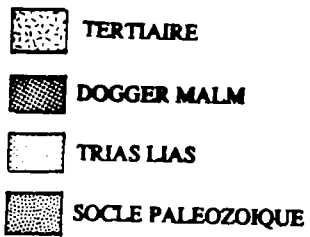
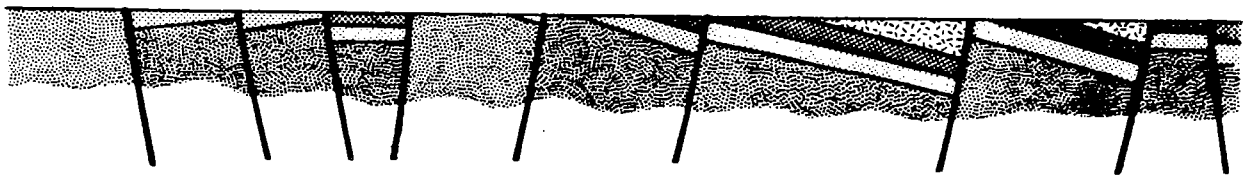
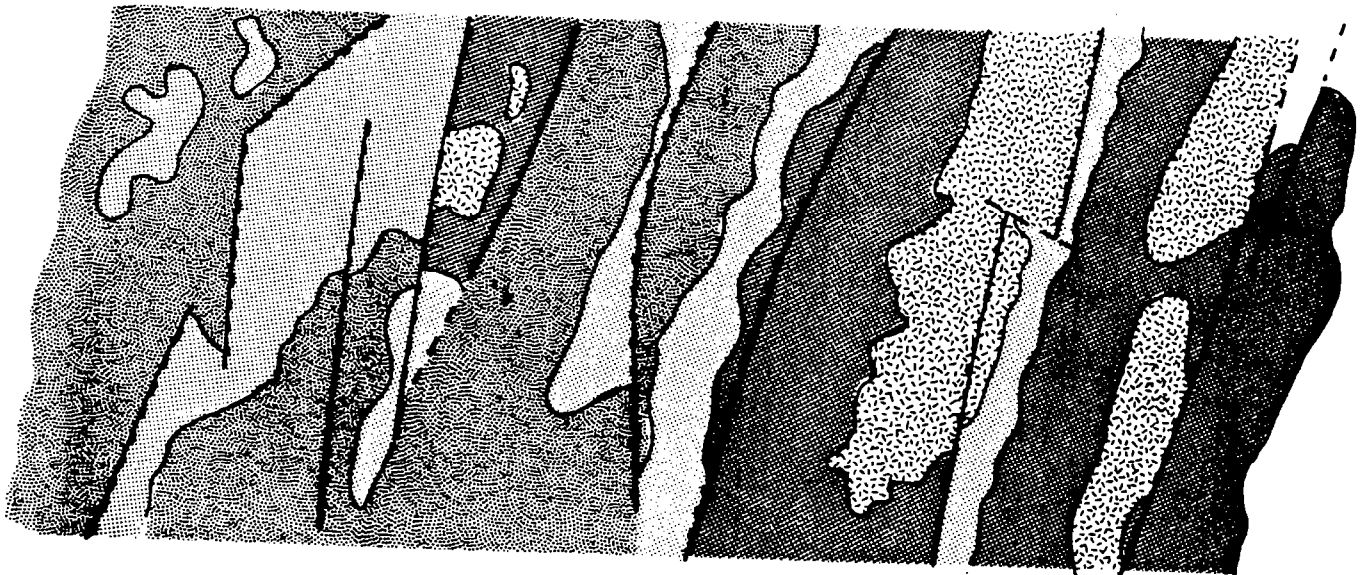


Figure I.6: A) Carte et coupe au travers des Monts D'Or du Lyonnais (d'après la carte au 1/50000 de Lyon) B) Carte et coupe au travers des Monts du Mâconnais (d'après les cartes au 1/50000 de Mâcon et de Cluny).



0 2KM



100m
1Km

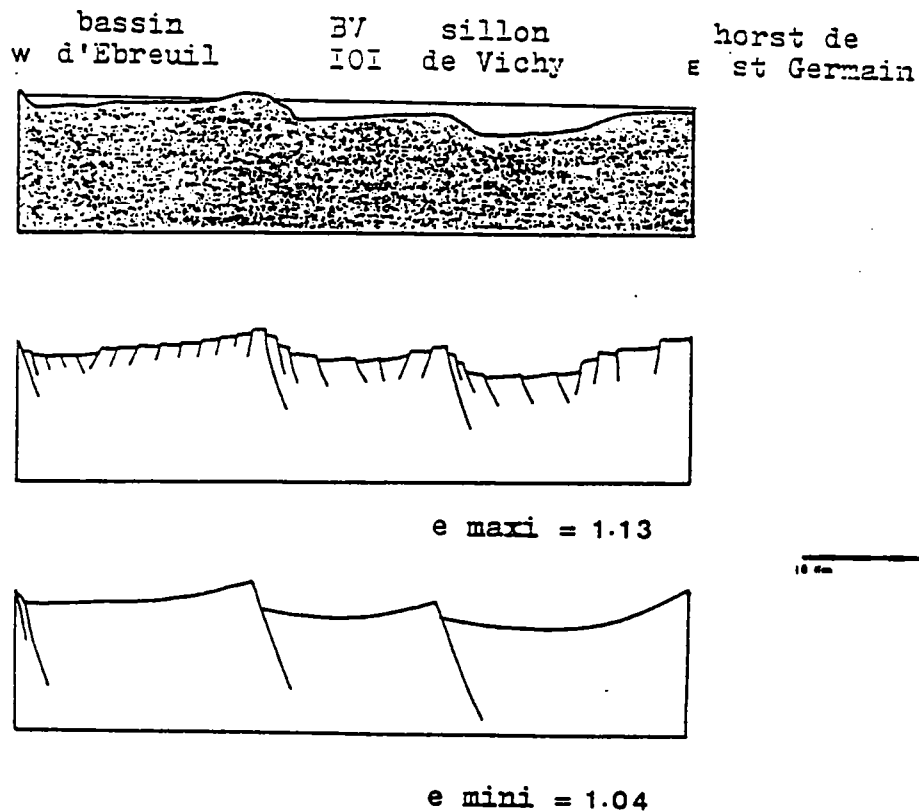


Figure I.7: Coupe des Limagnes d'Allier (d'après Delpech, 1984).

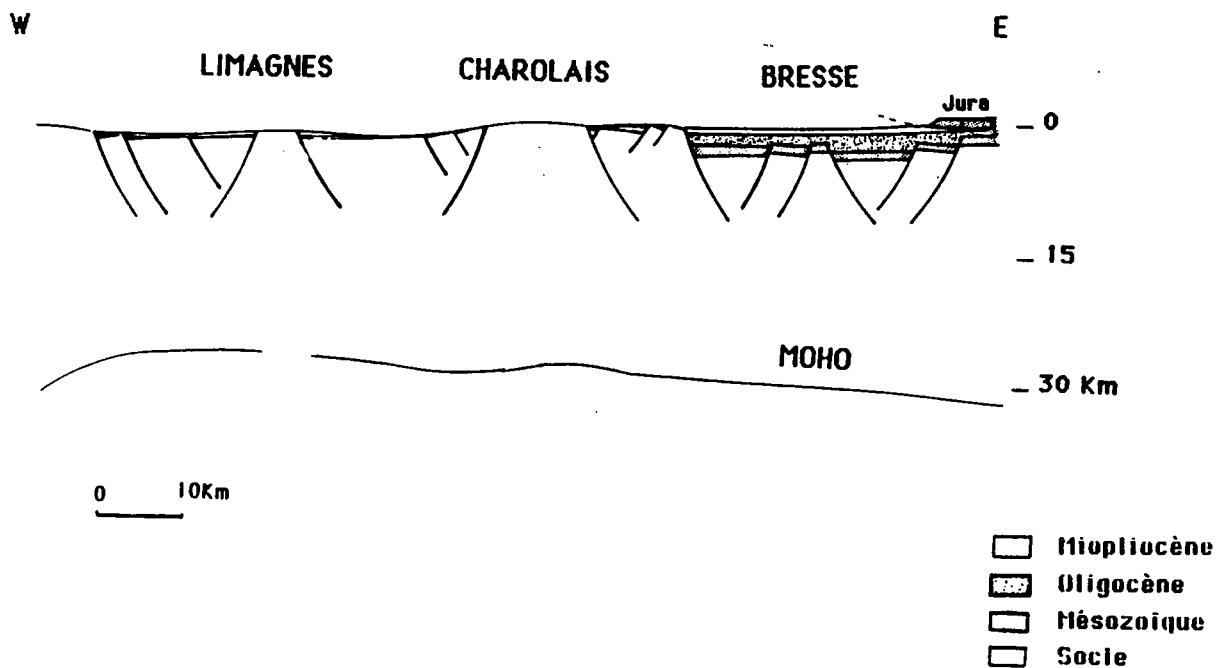


Figure I.8: Coupe de la Bresse et des Limagnes. Noter l'asymétrie opposée de part et d'autre du Charolais.

+ Bresse: les structures bressannes et rhodaniennes profondes sont inconnues. Les fossés bressans et rhodaniens résultent de l'accolement de plusieurs grabens orientés N20 et séparés par des seuils (fig I.5). Ces seuils prolongent en surface des zones élevées (seuil de Sennecy prolongé par les Monts du Maconnais au Sud et le Mont de la Serre au Nord; seuil de Limonest prolongeant les Monts d'Or du Lyonnais). Si comme dans le cas du Rhin, l'asymétrie est constante entre chaque seuil (ECORS, 1988), la structure des Monts prolongeant les seuils est une bonne image du fond des grabens.

Dans le cas des Monts du Mâconnais et des Monts d'Or du Lyonnais, ces structures sont asymétriques (fig I.6) limitées par une faille à pendage Est et des failles à pendage Ouest délimitant les blocs basculés vers l'Est.

+ Limagnes: les structures des Limagnes sont très complexes et semblent très sensibles aux nombreuses failles préexistantes, dont les directions sont variées. Dans les Limagnes d'Allier, au Nord de Vichy, des études morphostructurales montrent la compatibilité de la morphologie du substratum anté tertiaire avec la présence de deux blocs basculés vers l'Ouest (Delpech, 1984; Pelletier, 1972) opposés à une faille à pendage Ouest délimitant le horst de Saint Germain (fig I.7).

La structure des Limagnes de Loire est du même type (Delpech, 1984). Il existe en plus sur les bordures Ouest des Monts du Charolais, une série de blocs basculés vers l'Ouest constitués de terrains mésozoïques.

Le système de Bresse-Limagnes présente donc du point de vue structural, une symétrie miroir de part et d'autre des Monts du Charolais (fig I.8).

+ Languedoc-Sardaigne: Alors que dans les fossés précédents, l'extension était concentrée dans une zone étroite, dans le Languedoc l'extension est beaucoup plus diffuse. Elle s'est produite depuis la faille des Cévennes (fossé d'Alès) jusqu'à la bordure Ouest de la Provence (sur 100km de large). Les failles sont orientées N50 (Triat et Truc, 1983). Il n'existe pas de bassin bien individualisé mis à part le fossé d'Alès.

Le rift Oligocène Sarde est mieux individualisé. Au moment de sa formation, avant la rotation de 30° environ du bloc corsosarde (Boillot et al, 1984) il était parallèle aux fossés languedociens. Une coupe proposée par Cherchi et Montadert (1982) (fig I.9) montre qu'il est asymétrique limité par une faille permanente côté Ouest et une série de blocs basculés vers l'Est sur sa bordure Est.

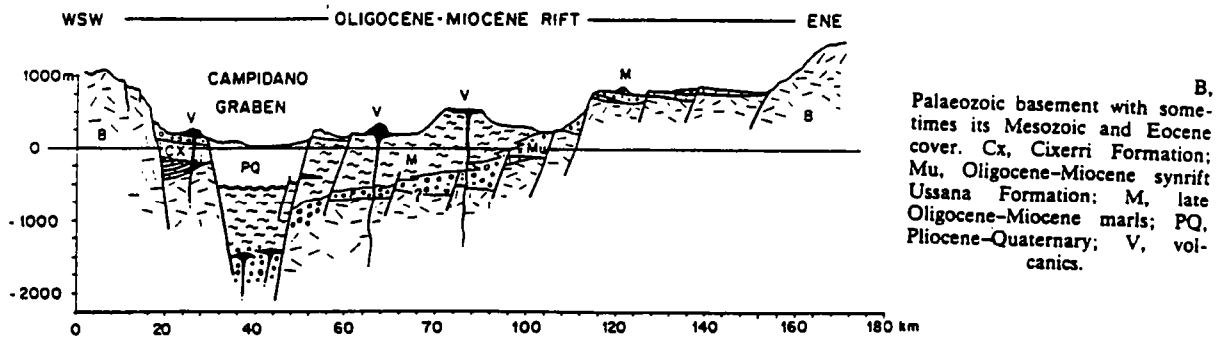


Figure I.9: Coupe du graben Sarde (Cherchi et Montadert, 1982).

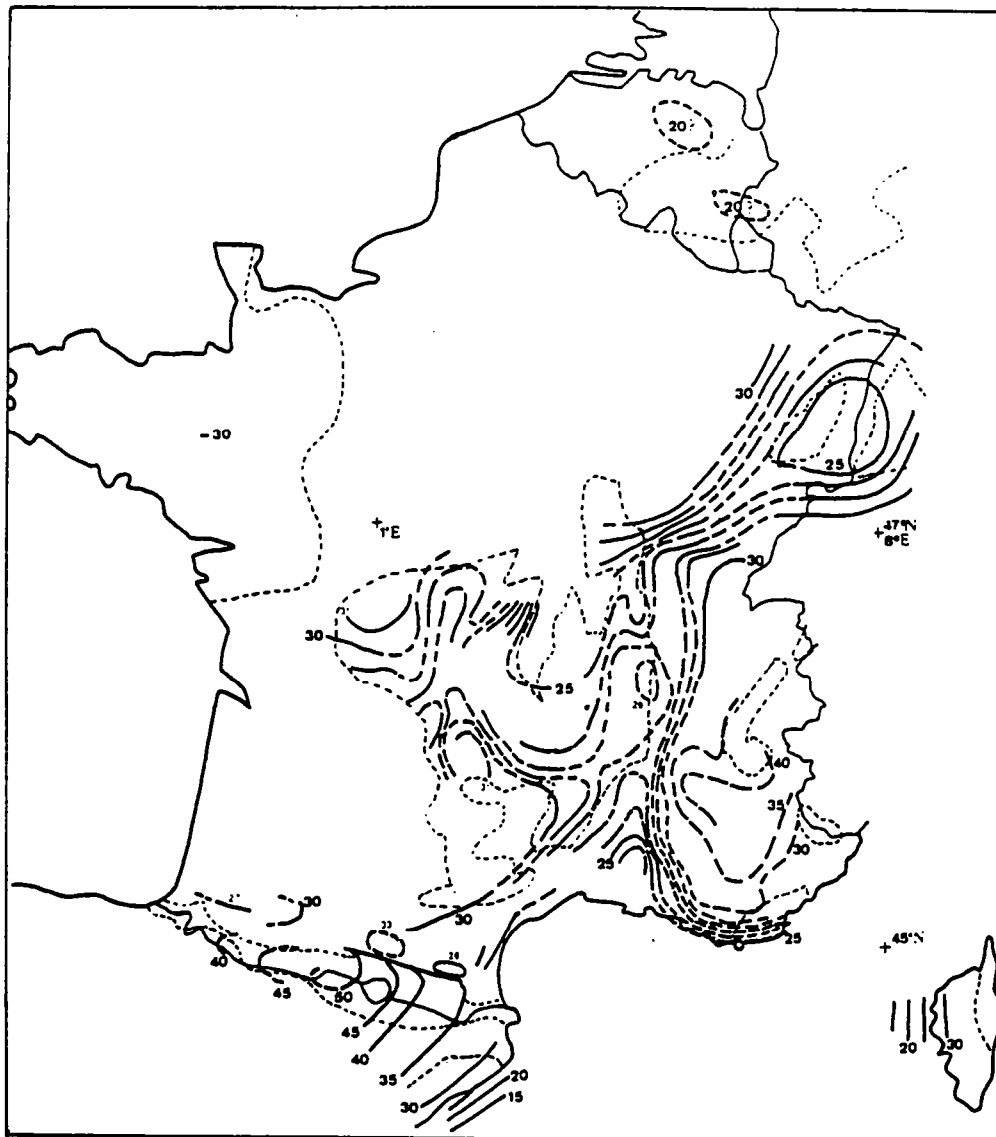


Figure I.10: Estimation de la profondeur du Moho en France par sondages sismiques (Souriau, 1981).

- Volcanisme:

La quantité de produits volcaniques associée au rifting est faible. Dans le rift rhénan, il existe deux volcans principaux, situés à chaque extrémité du fossé, le Kaiserstuhl au Sud et le Vogelsberg légèrement décalé au Nord-Est. Les laves sont des basaltes alcalins peu différenciés. Il n'existe pas de produits volcaniques associés à l'extension en Bresse. En Limagnes, le volcanisme a débuté à l'Eocène et s'est interrompu à l'Oligocène pour reprendre au Miocène. Les laves sont des basaltes alcalins.

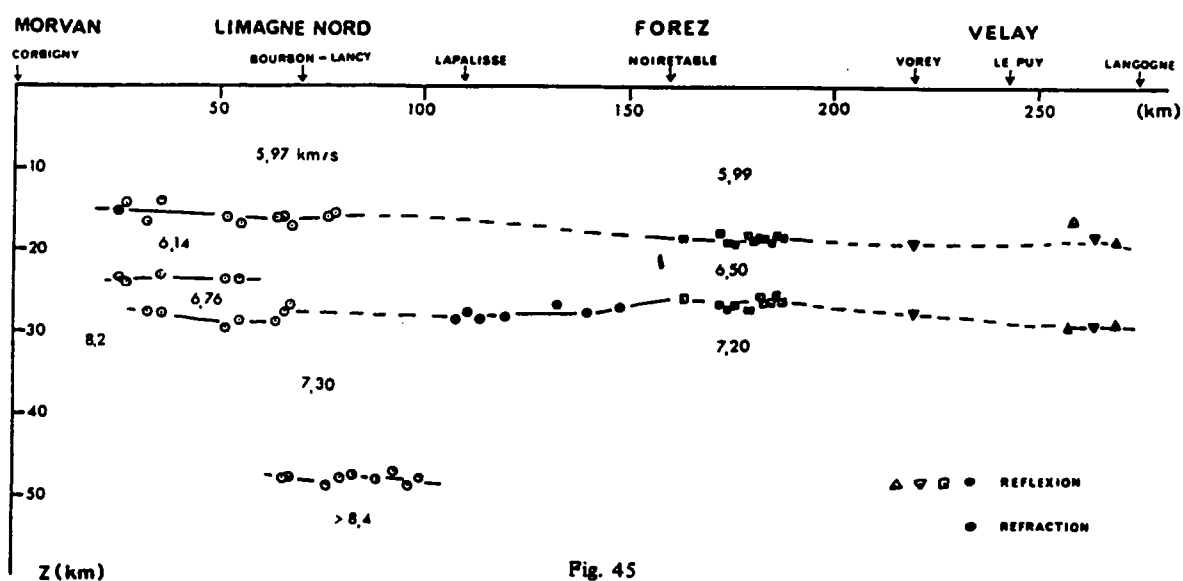


Fig. 45
Coupe structurale du Forez et du nord de la Limagne.

Figure I.11: Profil de vitesse des ondes P dans le Massif central (Perrier et Ruegg, 1973).

- Géophysique:

Dans le fossé rhénan, les modèles de distribution des ondes P proposent la présence d'une zone de transition entre les vitesses crustales et les vitesses mantelliques, de 10km d'épaisseur pour Mueller et al (1973) ou de 3km pour Zucca. Une carte de la profondeur du Moho montre un amincissement de la croûte de 5km environ sous le Rhin (Souriau, 1981) (fig I.10).

Dans le Massif Central les vitesses des zones P sont anormalement faibles ($7,2-7,4\text{km.s}^{-1}$) (fig I.11) (Perrier et Ruegg, 1973). La position du Moho est estimée aux alentours de 23km (Souriau, 1981).

En Bresse, toujours d'après des données de sismique réfraction, le Moho semble passer de 26km sous la bordure Beaujolaise à 30km sous le Jura.

En Provence, la croûte d'après la même méthode à 25 km d'épaisseur (Souriau, 1981).

Les flux de chaleur sont de $107\pm 27\text{ mWm}^{-2}$ dans le rift rhénan et de $70\pm 10\text{ mWm}^{-2}$ sur les bordures (Morgan, 1982).

Des modèles de répartitions des masses ont été effectués par Werner et Kahle (1980) dans le rift rhénan. Leur modèle prévoit la présence d'un corps léger sous le rift. Pour Souriau (1981), cette anomalie serait située à 70km d'après les modèles de vitesses des ondes S.

- Quantité d'extension:

Dans le fossé rhénan, l'extension d'après les données de surface est de l'ordre de 5km, ce qui est compatible avec les épaisseurs de la croûte. D'après les épaisseurs de la croûte, on peut estimer à 4km environ la quantité d'extension pour les Limagnes et pour la Bresse (8km en tout) et à 10-12km la quantité d'extension en Provence.

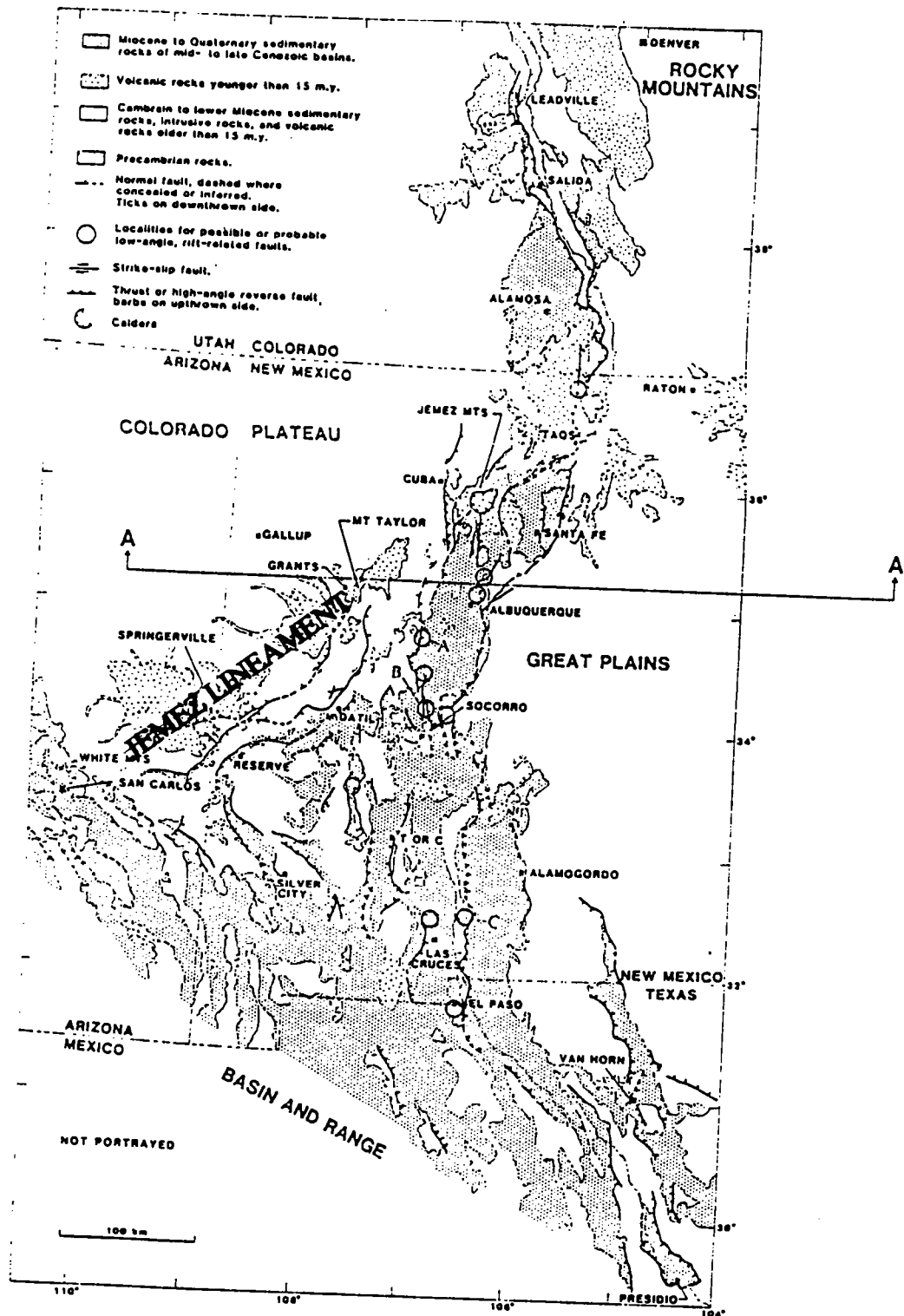


Figure I.12: Carte tectonique du Rio Grande Rift (Olsen et al, 1987).

TABLEAU I.3: Caractéristiques géologiques et géophysiques du Rio Grande Rift .

LONGUEUR	1000Km
LARGEUR	20Km au Nord, 65 Km au Sud
DIRECTION	NNE-SSW
ALTITUDE fond bordures	1500m 2000m
HERITAGE age direction	PRECAMBRIEN PERMIEN LARAMIEN NE-SW N-S
RIFTING	2phases: Oligocène-Miocène Fini-Miocène-Actuel
EPAISSEUR SEDIMENTAIRE	600 à 6000m dans le bassin d'Albuquerque
VOLCANISME nature distribution	35-17Ma 10-3Ma calcoalcalin et tholéitique alcalin dans le rift rift et Jemez lineament
PROF. DU MOHO rift bordures	33Km 45 Km à l'Ouest 50Km à l'Est
ANO. GRAVI. REGIONALE	-210mGal
SEISMES direction profondeur	extensifs, WNW-ESE 20Km et 45Km
FLUX DE CHALEUR rift bordures	107+/-27mWm ⁻² 60mWm ⁻²
EXT. SUP.	1Km au Nord; 8 à 13Km au centre; 24Km au Sud
EXT. CROUTE	20-25%
AM. LITHO. MANT	OO
VITESSE D'EXT.	0,04mm/an au Nord; 0,1mm/an au centre; 0,2mm/an au Sud

2. Rio Grande Rift. (tableau I.3)

Le Rio Grande rift (fig.I.12) s'étend sur plus de 1000Km dans une direction NNE, depuis le centre de l'état du Colorado jusqu'au Sud du Nouveau Mexique. Il prolonge au Nord les Rocky Mountains et se termine au Sud dans la province du Basin and Range. Il sépare les grandes plaines à l'Est du plateau du Colorado à l'Ouest. Sa largeur passe progressivement de 20Km au Nord à 65Km au Sud. L'altitude du rift dépasse 1500m, les bordures sont en relief de quelques centaines de mètres sur le fond du rift.

La région affectée par le rifting comprend des terrains d'âge Précambrien à Crétacé. Ce substratum a été structuré au Précambrien selon une direction NE-SW, entre le Pennsylvanien et le Permien, et pendant la phase Laramienne (fin Crétacé) selon une direction N-S.

Le rift a été structuré en deux phases:

- une période fin Oligocène début Miocène (-29 à -17Ma) caractérisée par une extension rapide avec de nombreuses failles normales limitant des blocs fortement basculés et,
- une période Miocène-Actuel caractérisée par une extension lente avec de rares failles normales et un faible basculement des blocs.

Le remplissage du rift est constitué par des conglomérats, des grés, des calcaires et des roches volcaniques. L'épaisseur de la pile sédimentaire tertiaire varie de 0,6 à 6Km dans le bassin d'Albuquerque situé au centre du rift.

Des émissions volcaniques précèdent et accompagnent l'extension. La première phase (-45 à -17Ma) comprend des basaltes calcoalcalins parfois tholéitiques (Olsen et Al, 1987) qui se distribuent au voisinage du rift. La seconde phase (-10Ma à l'actuel) est alcaline. Ce volcanisme se distribue autour du rift et le long du Jemez lineament (NE-SW).

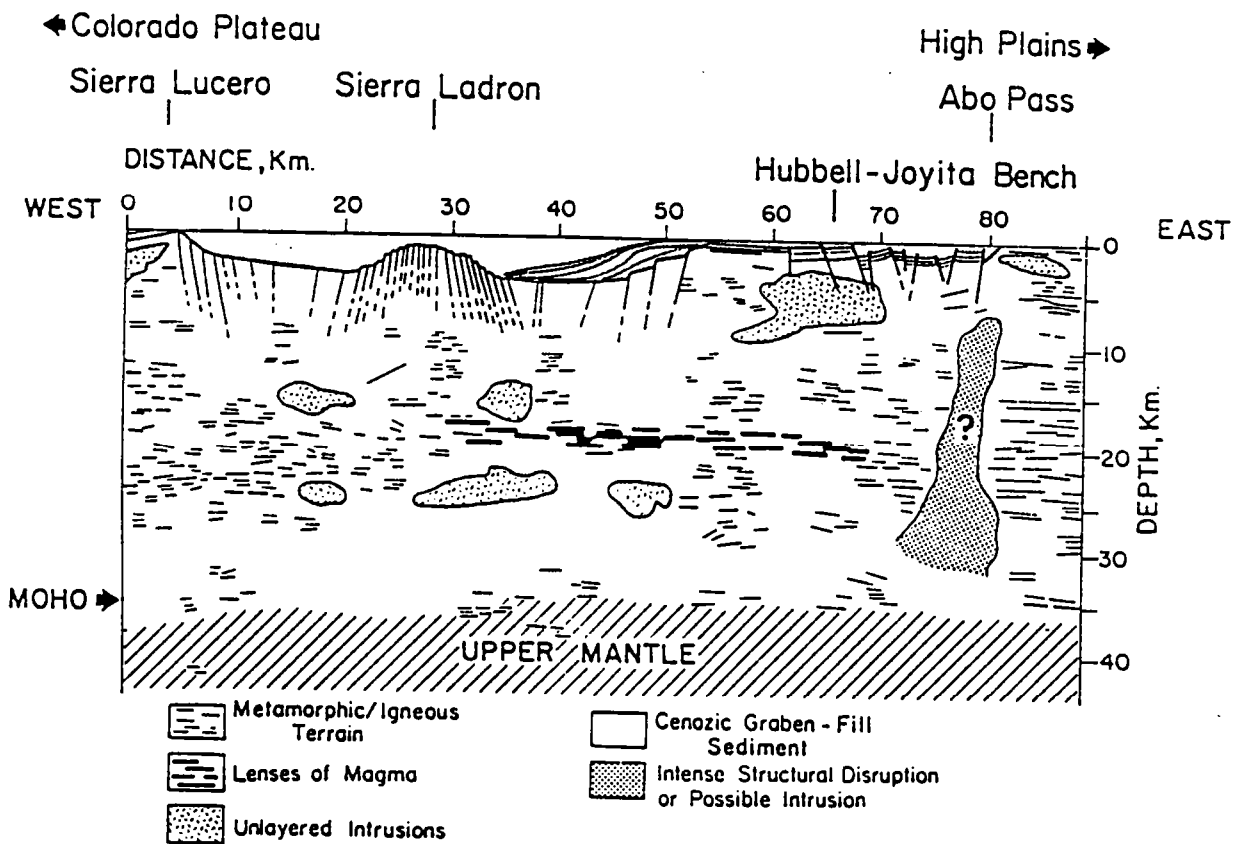
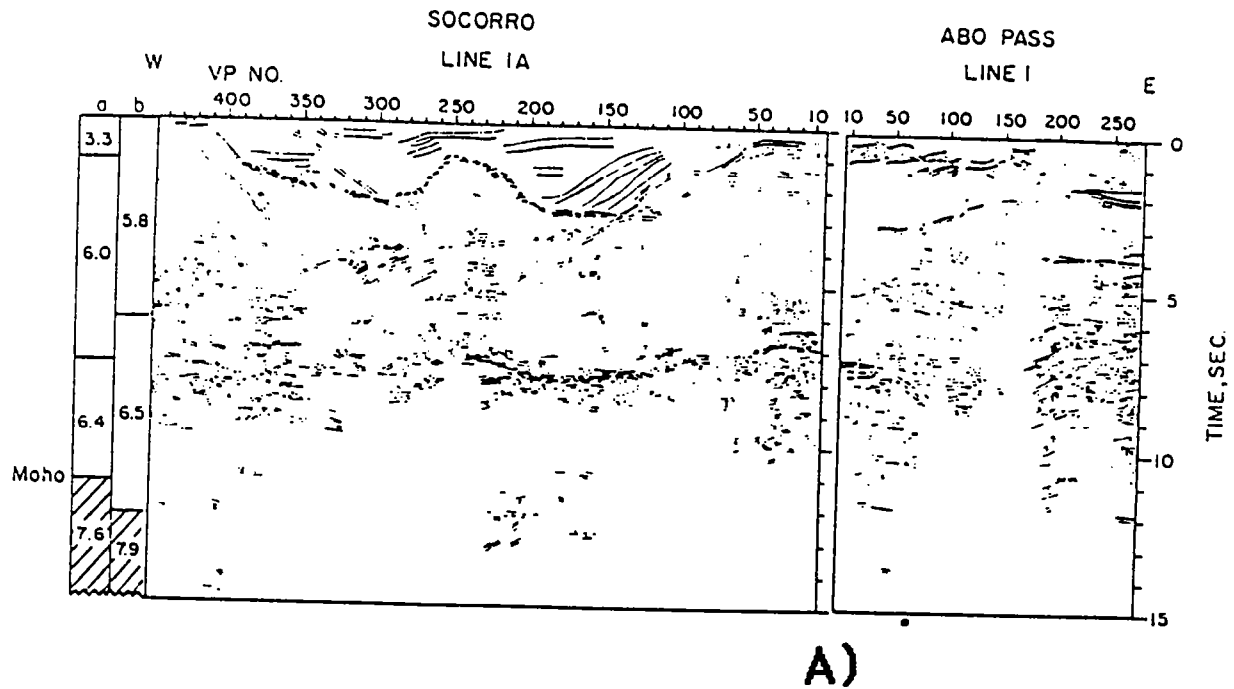


Figure.I.13: A) *Line drawing d'une coupe sismique réalisée au travers du bassin d'Albuquerque (Brown et al, 1980).* B) *Interprétation du line drawing: noter l'asymétrie de chaque bassin.*

Du point de vue structural, le Rio Grande Rift est composé d'un alignement en échelon de grabens asymétriques (Cordell, 1978). Des profils sismiques COCORP (Brown et al, 1980; Cape et al, 1983) ont été réalisés au travers du bassin d'Albuquerque. Ces profils (fig. I.13) montrent l'existence, au milieu du rift, d'un haut fond délimitant deux bassins. Cape et al (1983) interprètent ce haut fond comme un sommet de bloc basculé sur une faille listrique de pendage Est s'enracinant sur un niveau de décollement situé à 5 Km de profondeur (niveau invisible sur le profil). Brown et al (1980) interprètent celui-ci comme un horst prolongeant les Ladron Mountains (fig. I.13 et I.14). Chacun des bassins séparés par le horst est asymétrique. Cette asymétrie se marque dans le remplissage et dans le champ de déformation. Le maximum de profondeur se situe pour chacun des bassins au pied du horst; toutes les failles internes aux bassins ont un pendage dirigé vers le horst. La sismique réfraction indique, dans la région d'Albuquerque, la présence du Moho à 33Km de profondeur sous le rift, à 45Km sous le plateau du Colorado et à 50Km sous les plaines de l'Est (Olsen et al, 1987). Ceci est confirmé sous le rift par la sismique réflexion (Brown et al, 1980). La sismique réfraction montre la présence d'un manteau anormalement lent ($V_p=7,7 \text{ Km.s}^{-1}$). Dans le Sud du rift, où la profondeur du Moho est estimée à 28Km, la même anomalie de vitesse se retrouve dans le manteau (Sinno et al, 1986). Il existe une anomalie de gravité de 500Km de large dont le maximum est décalé à l'Ouest du rift (Cordell, 1978). Le flux de chaleur est doublé dans le rift ($107\pm 27 \text{ mWm}^{-2}$) par rapport aux zones stables adjacentes (60 mWm^{-2}) (Morgan, 1982). L'ensemble de ces données géophysiques est interprété comme la signature d'un diapir asthénosphérique de grande largeur (cf la largeur de l'anomalie gravimétrique, Eaton, 1987) en contact avec la croûte au niveau du rift. La profondeur des séismes est inférieure à 20Km (Olsen et al, 1987). Ils indiquent une extension actuelle WNW-ESE. Il a été enregistré à l'Ouest du rift des séismes au niveau du Moho (Olsen et Al, 1987).

Woodward (1977) estime, d'après les données de surface, à 8Km la quantité d'extension dans le bassin d'Albuquerque, et à 0,3mm/an la vitesse d'ouverture. Cordell (1982) estime, d'après les données sur l'épaisseur de la croûte, la quantité d'extension à 13 Km dans le bassin d'albuquerque, à 24Km au Sud du rift et à 1Km au Nord du rift.

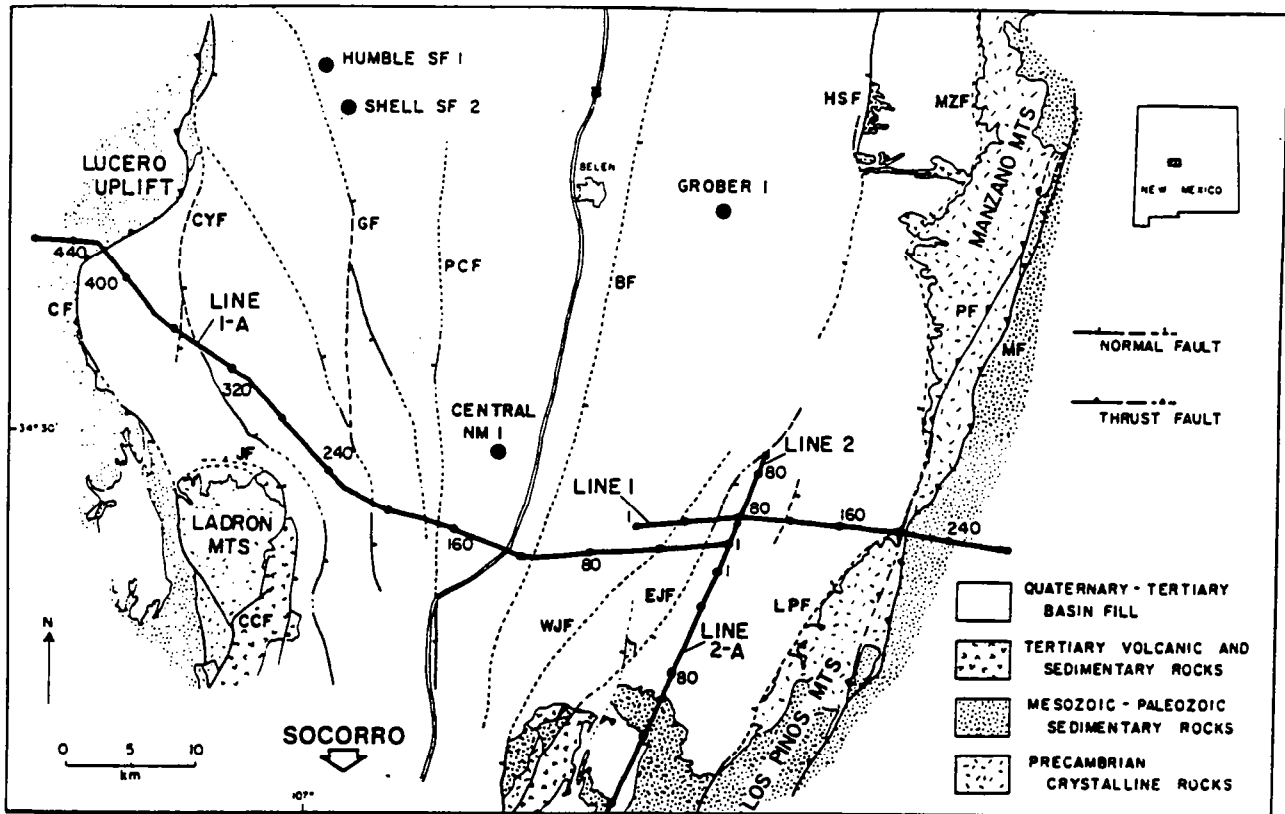


Figure I.14: Carte du bassin d'Albuquerque avec la localisation du profil sismique (Cape et Al, 1983).

TABLEAU I.4: Caractéristiques géologiques et géophysiques des rifts du Nord-Est de la Chine

	HETAO	YINCHUAN	PL. N. CHIN.	WEIHE	SHANXI
LONGUEUR	600KM	400Km	1200Km	400Km	400Km
LARGEUR	40-80Km	50Km	40-350Km	40-60Km	40-60Km
DIRECTION	E-W	NNE-SSW	NNE-SSW	NE-SW	NNE-SSW
ALTITUDE					
fond	1000m	1000m	300-0m	1000m	1000m
bordures	1500m	1500m		1500m	1500m
HERITAGE	Précambrien-Paléozoïque		Finis Mésozoïque		
	E-W		NNE-SSW		
RIFTING	Eocène et Néogène				Néogène-actuel
EPAISSEUR SEDIMENTAIRE	2000m	3000m	7000m	4000m	1200m
VOLCANISME	faible volume de basalte alcalin et tholéitique				
PROF. DU MOHO					
rift	36Km	36Km	32Km	39Km	42Km
bordures	45Km	48Km	42Km	45Km	45Km
ANO. GRAVI. REGIONALE	négative	-210mGal	+20mGal	négative	négative
SEISMES	décrochant dextres sur failles NE-SW, décrochant senestres sur failles NE-SW				
FLUX DE CHALEUR	70m W m ⁻²				
EXT.CRUSTALE	15-20%				

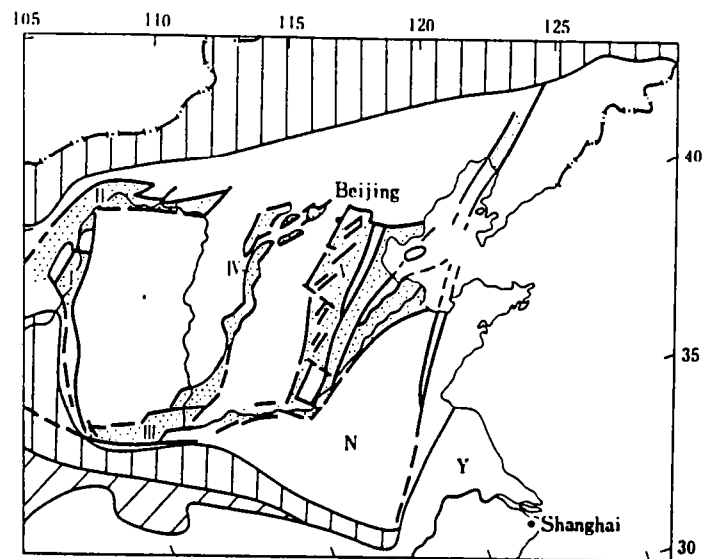


Figure I.15: Système des rifts Nord-Chinois I: Yinchuan II: Hetao III: Weihe IV: Plaine nord-chinoise (Ma et al, 1982).

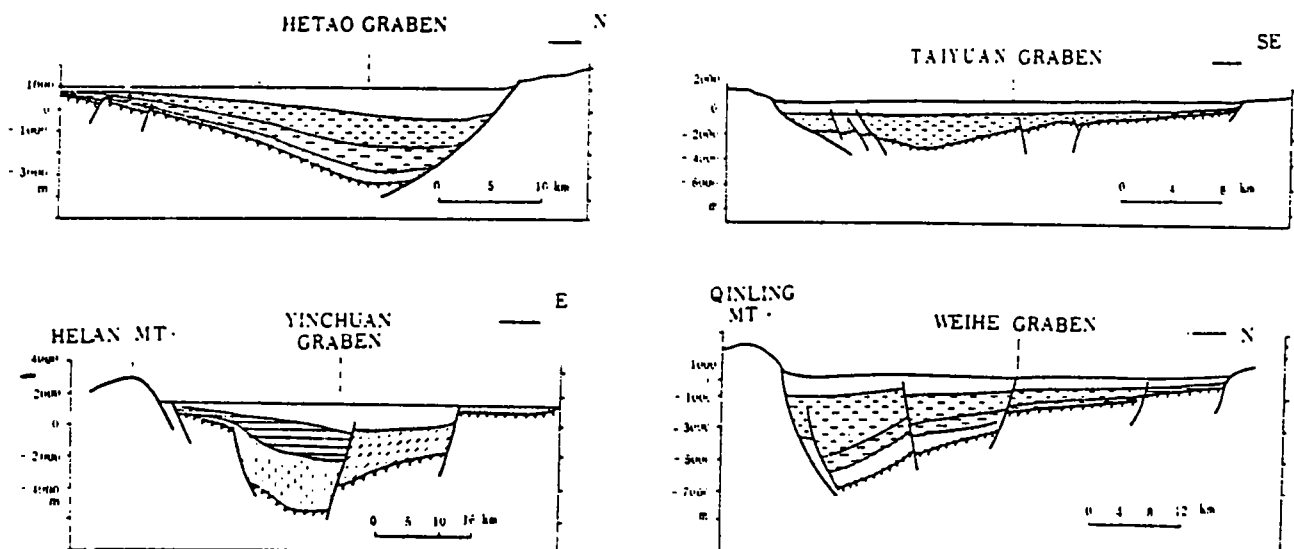


Figure I.16: Coupe au travers des rifts nord-chinois, noter l'asymétrie du remplissage sédimentaire et du champ de failles (Ma et Al, 1982).

3. Rifts du Nord-est de la Chine.(tableau I.4).

En Chine du Nord-Est, se produit une extension au tertiaire, marquée par la formation de 5 systèmes de rifts (fig.I.15):

- quatre encadrent le plateau de l'Ordo:
 - + le rift d'Hetao au Nord.
 - + le rift de Weihe au Sud.
 - + le rift de Shanxi à l'Est.
 - + le rift d'Yinchuan à l'Ouest.
- le cinquième est le système de rifts de la plaine Nord-Chinoise, à l'Est des quatre rifts précédents.

La direction des rifts d'Hetao et de Weihe est ENE-WSW alors que la direction des trois autres est NNE-SSW.

La longueur des rifts encadrant le plateau de l'Ordo est comprise entre 400 et 600km, leur largeur entre 40 et 60km et leur altitude supérieure à 1000m. Le système de rifts de la plaine Nord-Chinoise atteint 300km de large pour une longueur supérieure à 1000km. Son altitude décroît depuis 200m à l'Ouest jusqu'au niveau de la mer à l'Est.

Ces rifts se sont ouverts sur un substratum d'âge Précambrien à Crétacé supérieur déjà structuré selon deux directions: une direction E-W précambrienne et paléozoïque, et une direction NNE-SSW à N-S Crétacé (Ma et Al, 1982).

Ces rifts ont été structurés en deux phases:

- une période Eocène-Oligocène marquée par l'individualisation de quatre systèmes de rifts (Hetao, Weihe, Yinchuan et les rifts de la plaine Nord-Chinoise). L'épaisseur des sédiments Eocène-Oligocène dépasse 6000m dans la plaine Nord-Chinoise et atteint 2500m dans le rift de Weihe.
- Une période Miocène-actuel pendant laquelle s'individualise le rift de Shanxi. L'épaisseur des sédiments atteint 1500m dans ce dernier et 4000m dans la plaine Nord-Chinoise. L'épaisseur des sédiments quaternaires est de l'ordre de 1000m dans chacun des rifts.

Le volcanisme associé au rifting est alcalin (Ye et Al, 1985) et son volume est très faible. Du point de vue structural, chaque système de rifts est composé d'un alignement en échelon de grabens asymétriques. Ces grabens sont limités par une ou un faible nombre de failles qui abaissent brutalement le socle d'un côté,

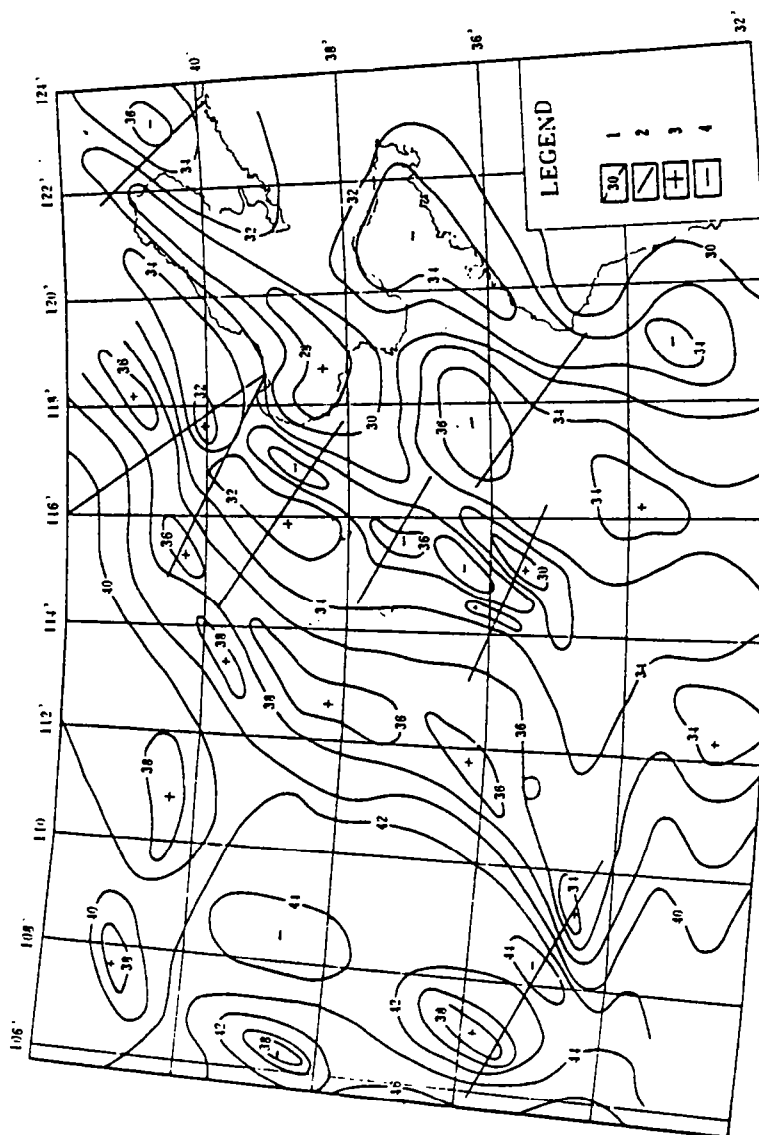


Figure 1.17: Carte des isobathes du Moho en Chine du Nord-Est (par sismique réflexion et gravité), noter la coïncidence des remontées du Moho avec les rifts en surface (Ma et Al, 1982).

de l'autre côté le socle s'enfonce progressivement (fig.I.16).

Un carte de la profondeur du Moho a été établie d'après les données de la sismique réfraction et les données gravimétriques (Hong et al, 1987). Elle montre que le Moho est remonté le long de l'axe de chacun des rifts (fig.I.17). Il passe de 44km sous le plateau de l'Ordo, à 36km sous les rifts d'Yinchuan, d'Hetao et le Shanxi rift. L'épaisseur de la croûte sous la plaine Nord-Chinoise est au maximum de 36km. Elle ne dépasse pas 30km sous la mer de Bohai. Les flux de chaleurs sont doublés dans les zones étirées par rapport aux zones stables (40 mWm^{-2} dans les zones stables, 80 mWm^{-2} dans les zones actives). Liu (1987) réalise un modèle bidimensionnel de distribution des températures dans la zone de la Mer de Bohai. Son modèle prévoit la limite lithosphère/asthénosphère 50Km de profondeur. La profondeur des séismes est comprise entre 10 et 32km (Wang, 1987). Les mécanismes au foyer indiquent des décrochements dextres sur les failles de direction NE-SW et sénestres sur les failles de direction NW-SE (Hong et Al, 1985), la direction d'extension étant NNW-SSE. On peut estimer entre 15 et 20 % l'amincissement crustal pour les quatre rifts encadrant le plateau de l'Ordo.

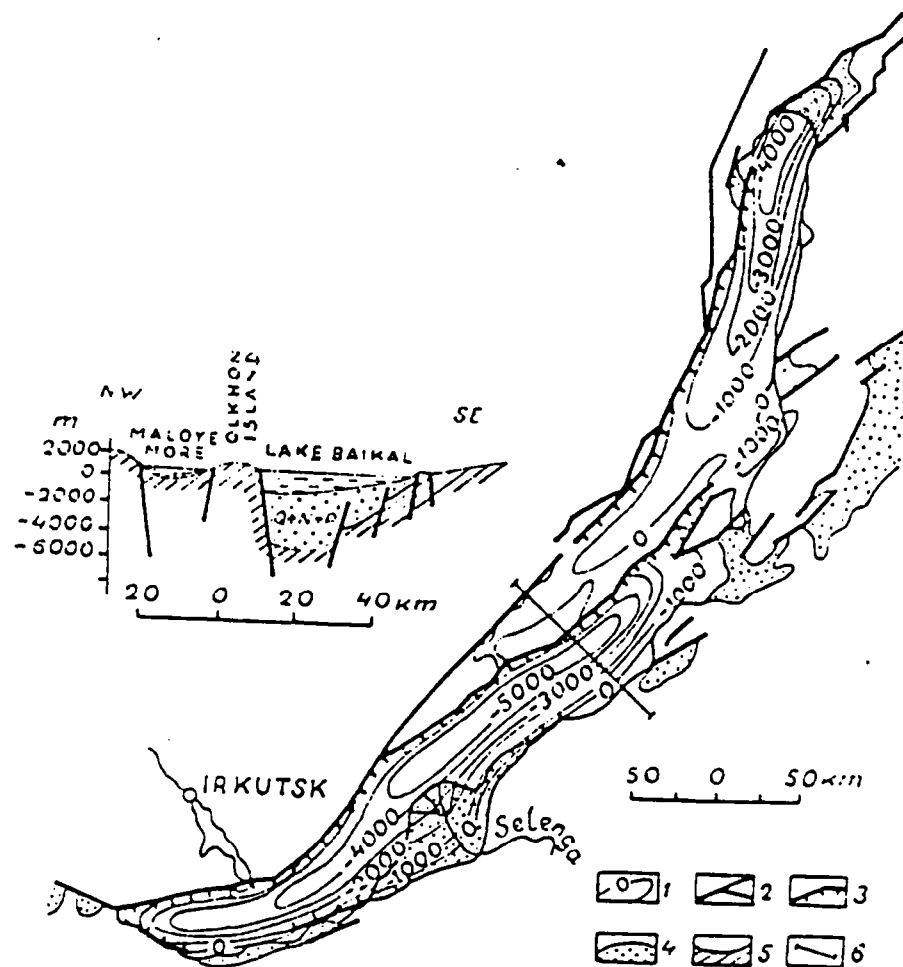


Figure I.18: Carte et coupe du graben du Baïkal, noter l'asymétrie du graben (Logatchev et Zorin, 1987.).

4. Le rift du Baïkal (tableau I.5)

Le système de rifts du Baïkal sépare la plate-forme Sibérienne au Nord-Ouest, de la chaîne plissée Sayan-Baïkal au Sud-Est. La longueur du système est de 2500km, sa largeur est comprise entre 40km au niveau du lac Baïkal et de 150km au Nord du système. Deux parties se distinguent par leur orientation. La partie Sud est orientée E-W alors que la partie Nord est orientée NE-SW. L'altitude du rift dépasse 1500m, il est situé au sommet d'un dôme allongé selon l'axe du rift.

Le rift s'est formé au niveau de la chaîne Calédonienne Sayan-Baïkal orientée NE-SW. L'extension s'est produite en deux phases (Logatchev et Zorin, 1987):

- une phase Oligocène-Pliocène caractérisée par des dépôts lacustres de grès et d'argile. l'épaisseur des sédiments atteint 2000m au Nord et 4500m au Sud.
- une phase Pliocène-actuel: l'épaisseur des sédiments atteint 1000m.

Un faible volume de produits volcaniques accompagne le rifting (5000km^3 : Logatchev et Florensov, 1978). Les laves sont alcalines.

Le rift est composé d'une dizaine de grabens d'une longueur comprise entre 40 et 50km. Ces grabens sont limités soit par une seule faille, soit par deux failles conjuguées. Une coupe du graben du Baïkal (fig.I;7) montre que celui-ci est asymétrique. Une carte des isobathes du substratum montre que cette asymétrie est constante. Les failles limitant le graben sont toutes d'anciennes structures décrochantes paléozoïques ou précambriennes (Sherman, 1978).

La profondeur du Moho est estimée par sismique réfraction (Puzirev et Al, 1977) à 35-40Km sous le rift, 45Km sous la chaîne Sayan-Baïkal et 40km sous le craton sibérien. Cette étude sismique montre la présence d'un manteau à faible vitesse ($V_p = 7,7 \text{ km/s}$) sur une zone de 350km de large, parallèle au rift. En surface, le rift est situé sur la limite Ouest de l'anomalie (Puzirev et Al, 1977). En admettant un différentiel de vitesse entre manteau normal et manteau anormal constant, une construction de la géométrie du manteau anormal a été réalisée par Zorin et Rogozhina (1977). La limite Nord-Ouest de l'anomalie serait verticale, la limite Sud-est serait beaucoup moins inclinée. La présence d'une anomalie thermique positive (flux de chaleur: $75 \pm 35 \text{ mWm}^{-2}$ dans le rift et 54 mWm^{-2} sur les

TABEAU I.5: Caractéristiques géologiques et géophysiques du Rift du Baïkal.

LONGUEUR	2500Km
LARGEUR	25-40Km
DIRECTION	NE-SW
ALTITUDE fond bordures	>1000m >1500m
HERITAGE age direction	Calédonien NE-SW
RIFTING EPAISSEUR SEDIMENTAIRE	2 phases: Oligocène-Pliocène Pliocène-Actuel 4500m (première phase) 1000m (seconde phase)
VOLCANISME	Mio-Pliocène alcalin Pliocène alcalin
PROF. DU MOHO rift bordures	35-40Km 45Km au SE, 40Km au NW.
SEISMES	extension NW-SE à N-S
FLUX DE CHALEUR rift bordures	75+/-35mWm ⁻² 45mWm ⁻² (plateforme sibérienne) 54mWm ⁻² au SE
EXT. SUP.	10-15Km
EXT. CRUST.	15-20%
AM. LITHO MANT	∞
VIT. D'EXT	0,1mm/an

bordures) (Lysak,1978), associée aux résultats sismiques indique la présence d'un diapir asthénosphérique asymétrique en contact avec la croûte dans la région du rift (Zorin, 1980) (fig I.19)

La quantité d'extension est estimée à 25km dans le Sud du rift (Logatchev et Zorin, 1987). Cette valeur semble surestimée; ces auteurs admettent la présence dans la croûte d'un dyke de 10km de large ce qui semble improbable, ceci n'ayant jamais été observé sur les profils sismiques disponibles sur les autres rifts. Des valeurs de 10-15km estimées dans les autres parties du rift (Logatchev et Florensov, 1977) semblent plus vraisemblables

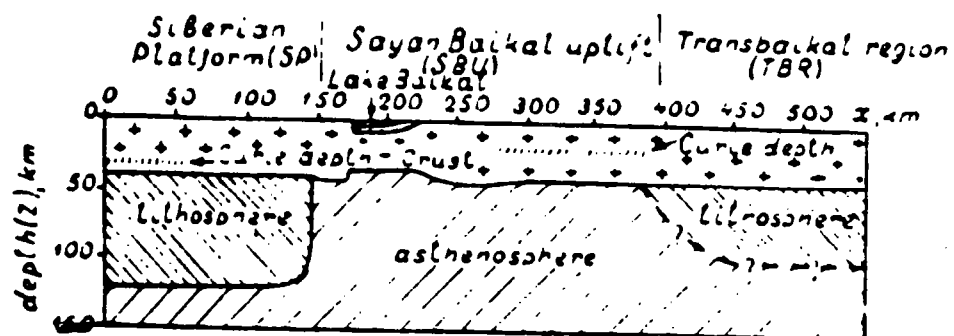


Figure I.19: Coupe de la lithosphère au niveau du Baïkal (Zorin, 1981).

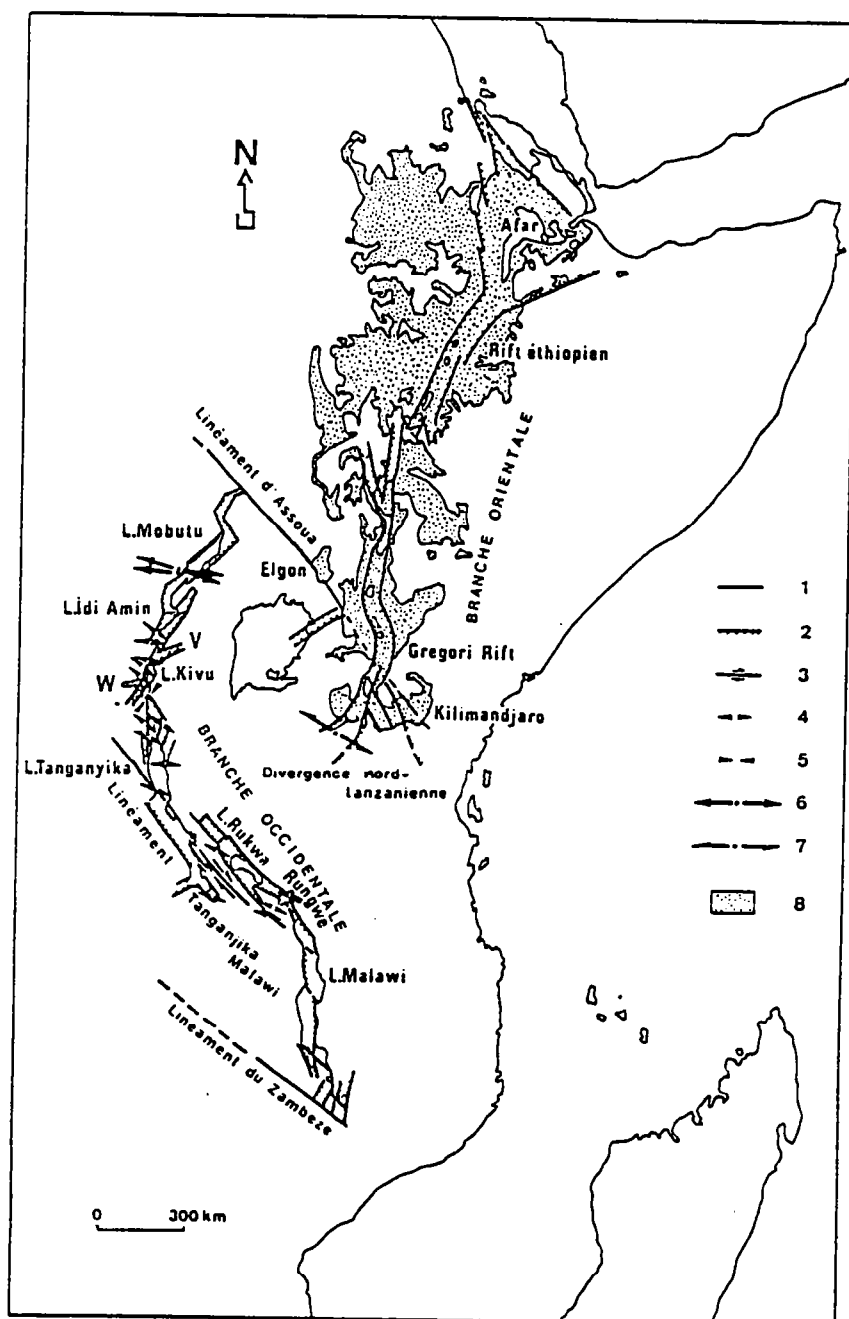


Figure I.20: Carte du rift Est africain (Chorowicz, 1982).

1 : faille; 2 : faille normale; 3 : décrochement; 4 : direction d'extension; 5 : direction de compression; 6 et 7 : d'après les mécanismes au foyer, extension (6), décrochement (7); 8 : volcanisme cénozoïque; V : fossé et chaîne volcanique des Virunga; W : fossé de Wakungu

5 Les rifts Est-Africains (tableau I.6)

Le système des rifts Est-africains (fig.I.20) s'étend depuis le golfe d'Aden jusqu'au Mozambique sur plus de 3000km de long. Ce système comprend deux branches. La branche orientale s'étire de l'Afar jusqu'au Sud du Kenya selon une direction NNE-SSW. La branche occidentale comprend trois segments orientés différemment du Nord au Sud:

- entre le lac Mobutu et le lac Tanganyka (NNE-SSW).
- entre le lac Tanganyka et le lac Malawi (NW-SE) et
- le lac Malawi (NNW-SSE).

La largeur de la branche orientale est de l'ordre de 80 km, la branche occidentale est plus étroite (50 km). Ces deux systèmes de rifts découpent des plateaux d'altitude supérieure à 1000m. Les extrémités Nord et Sud de la branche orientale sont situées aux sommets de dômes de 2000m d'altitude.

Les rifts se sont ouverts en deux phases sur un substratum structuré depuis le Précambrien jusqu'au Mésozoïque, selon des directions N-S, et NW-SE et NE-SW (Pickford, 1982). La première phase, fin Oligocène-début Miocène, est caractérisée par une vitesse d'ouverture lente; la seconde phase Miocène-actuel est caractérisée par une ouverture rapide (Mohr, 1987).

Au rifting est associé un volcanisme très important (500 000km³, Baker et Al, 1972) concentré principalement dans la branche orientale.

Trois cycles caractérisent ce volcanisme (Kampunzu et Al, 1983):

- Cycle tholéitique pré-rift d'âge Crétacé-Oligocène.
- Cycle alcalin sodique syn-rift d'âge Miocène-Pliocène.
- Cycle transitionnel à tendance tholéitique actuel.

Les rifts disposés en échelon sont décrits comme asymétriques (Baker et Al, 1972). Cette asymétrie peut varier dans un même segment de rift (fig. I.21) (Ebinger et Al, 1987). Chorowicz (1983) a montré que les branches occidentales et orientales forment un système unique relié par une zone transformante NW-SE (linéament d'Assoua) qui relie le Nord du lac Mobutu et l'extrémité Sud du lac de Gregory.

TABEAU I.6: Caractéristiques géologiques et géophysiques du rift Est-africain.

	BRANCHE OCCIDENTALE			BRANCHE ORIENTALE	
	MALAWI	UBENDIENNE	KIWU	KENYA	ETHIOPIE
LONGUEUR	700Km	900Km	700Km	1200Km	1200Km
LARGEUR	50Km	40Km	50Km	70Km	70-80Km
DIRECTION	NNE-SSW	NW-SE	NNE-SSW	N-S	NNE-SSW
ALTITUDE fond bordures	400m 900-2500m			500-1000m 2000m	500-1000m 2000m
HERITAGE	1800Ma 1300Ma 700Ma NW-SE NW-SE et NE-SW NNE-SSW				
RIFTING	Post Miocène Fini Oligocène Pliocène				
EPAISSEUR SEDIMENTAIRE	1800m			1800m	
VOLCANISME	Alcalin (faible volume)			Tholéitique (35Ma) Alcalin (25Ma) Transitionnel (15Ma)	
PROF. DU MOHO rift bordures				30Km 45Km	
ANO. GRAVI. REGIONALE				-240mGal	
SEISMES	EXTENSIFS (ESE-WNW)				
EXT-SUP	5-20Km			12Km	
EXT. CRUSTALE				30%	
AM. LITHO. MANT.				∞	
VIT.D'EXT				0,6mm/an	

Dans la partie kenyane du rift, d'après les données de sismique réfraction (KRISP, 1987), le Moho se situe aux alentours de 33km alors qu'il est situé entre 40 et 45 dans les zones stables adjacentes (Mohr, 1987). Ce manteau est à faible vitesse ($V_p=7,6$ km/s). Les modèles de densité réalisés d'après les données gravimétriques prévoient sous le rift la présence d'un manteau asthénosphérique largement étalé de part et d'autre du rift (Baker et Al, 1972). Les flux de chaleur sont doublés dans le rift par rapport aux zones stables.

Les profondeurs du Moho sont estimées entre 20 et 35km sous le rift (Crane et O'Connell, 1983) alors que la croûte située sous le plateau africain a une épaisseur de 40-45km (Mohr, 1987).

Les mécanismes aux foyers des séismes indiquent une extension WNW-ESE localement NW-SE dans la branche occidentale (Chorowicz, 1987).

Les quantités d'extension sont estimées à 12km pour le rift kenyan avec une vitesse d'ouverture de 0,6mm/an avant l'Holocène et de 2mm/an actuellement (Mohr, 1987).

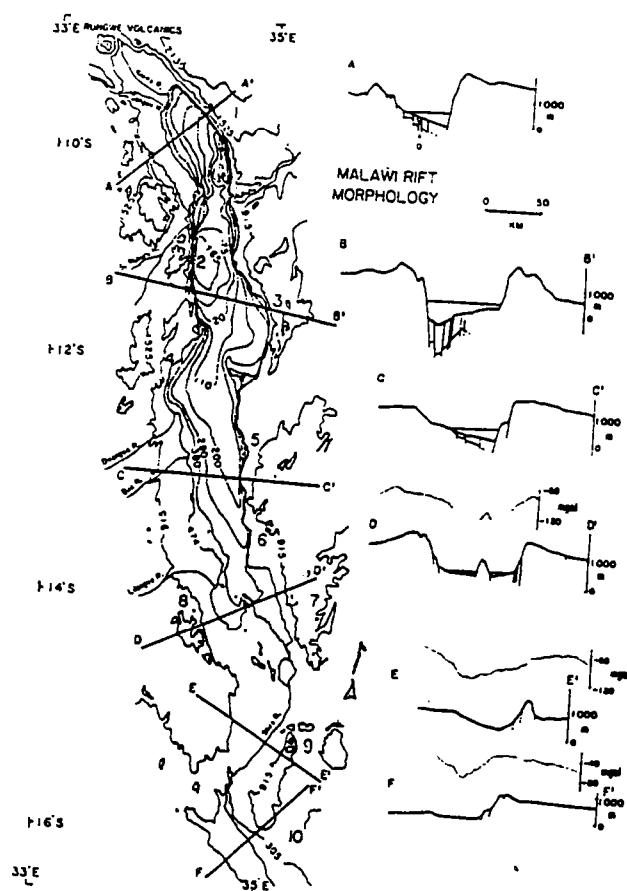


Figure I.21: Carte et coupes du rift du Malawi. Chaque segment du rift est asymétrique, l'asymétrie alterne d'un segment à l'autre (Ebinger et Al, 1987).

TABLEAU I.7: Comparaison des différents rifts étudiés.

	RIFT EUROPEEN	RIO GRANDE	CHINE DU NE.	BAIKAL	RIFT EST AFRICAIN
LARGEUR Km	30-40 150	20-65	40-60 350	25-40	40-50 70-80
DIRECTION	N-S NE-SW	NNE-SSW	E-W NNE-SSW	NE-SW	N-S NE-SW
HERITAGE	NE-SW E-W	N-S NE-SW	E-W NNE-SSW	NE-SW	NW-SE NNE-SSW
DERNIERE TECTOGENESE	HERCYNIE ALPIN	LARAMIE	ALPIN	CALEDONIE	PRECAMBRIEN
EPAISSEUR SEDIMENTAIRE	1000 à 3000m	600 à 6000m	1000 à 7000m	5000	2000
ASYMETRIE	oui	oui	oui	oui	?
VOLCANISME	faible	12000Km ³	faible	5000Km ³	500000Km ³ (Ethiopie)
MANTEAU ANORMAL	OUI	OUI	OUI	OUI	OUI
ANOMALIE GRAVIMETRIQUE REGIONALE	0mGal (Rhin)	-210mGal	négative		-240mGal
FLUX DE rift CHALEUR bord. mW m ⁻²	107 70	107 60	70	75 45	80 40
EPAISSEUR DE LA CROUTE Km	25 30	33 45	35 45	35 45	33 45
EXT. SUP. Km	5 au N 8 au centre 12 au S	1 au N 8 au centre 24 au S	?	10	10-12 au N 5-20 au S
AM. LITHO	100%	∞	100%	∞	∞

6. Récapitulatif. (tableau I.7)

-Physiographie: Les rifts se présentent comme des structures allongées sur plus de 1000km de long, souvent segmentés et entaillant des régions situées à plus de 1000m d'altitude. La largeur des rifts étudiés est comprise entre 30 et 50km avec une exception pour le rift éthiopien dont la largeur est de 80km.

-Remplissage sédimentaire: L'épaisseur des sédiments dépasse fréquemment 3000m. Ces sédiments peuvent avoir des affinités marines (rift Ouest Européen) témoignant que le rift s'est développé au niveau de la mer. Des phénomènes d'érosion pré-rift témoignent d'un doming anté rift de la zone soumise à l'extension.

-Héritage: Le rôle des structures héritées des rifts est évident dans la branche occidentale du rift est Africain au niveau de la chaîne Ubendienne. Dans tous les autres cas, les rifts s'alignent le long de directions de structures préexistantes.

-Structure: les rifts sont formés d'un alignement de bassins limités par des failles normales conjuguées. Chacun de ces bassins se terminent généralement sur des décrochements comme dans le cas du rift du Baïkal, des rifts chinois (Tapponnier et Molnar, 1978) ou du rift rhénan (Bergerat, 1977).

La principale caractéristique structurale des rifts est leur asymétrie. Trois critères définissent cette asymétrie:

-Le maximum de profondeur du bassin n'est pas situé au centre du rift (asymétrie de remplissage)

-Le nombre de faille de chacune des vergences n'est pas identique (asymétrie du champ de déformation)

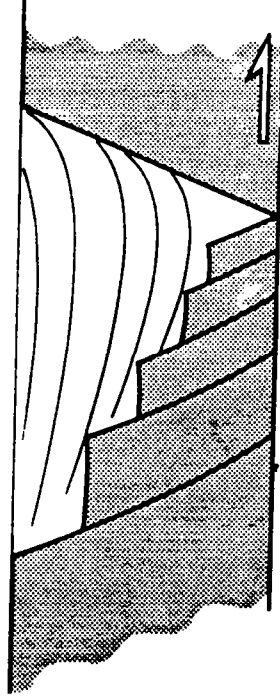
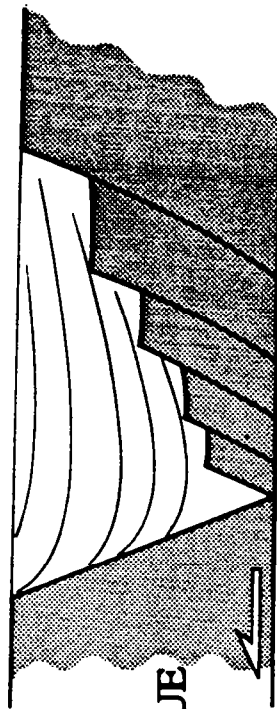
-Le quantité de mouvement sur chacune des failles dépend de leur vergence (asymétrie de déplacement).

Le fonctionnement du rift est responsable de cette asymétrie. Une faille délimitant le rift fonctionne tout au long de l'existence du rift (faille permanente). Le maximum de profondeur du bassin est donc situé à son niveau, décalé sur un bord du graben. Sur l'autre bord, la première faille, faille conjuguée de la faille permanente, cesse progressivement de fonctionner et est prise en relais par une faille

ASYMETRIE

GAUCHE

DROITE



SYSTEME DE

BLOCS

BASCULES

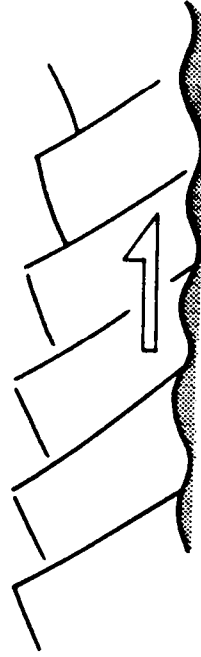
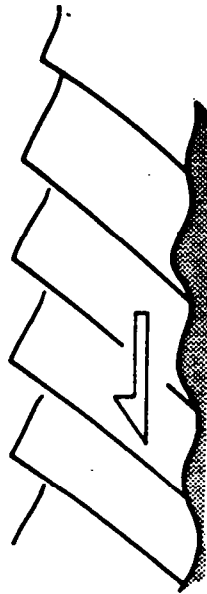


Figure 1.22: Asymétrie droite et asymétrie gauche d'un graben par rapport aux associations de blocs basculés décrits et interprétés comme étant synthétique du cisaillement profond par Brun et al (1985).

parallèle plus interne (faille transitoire) un bloc basculé est alors délimité. Le système se poursuit tant que dure l'extension, aboutissant à la création de deux ou trois blocs basculés.

On peut donc définir (fig I.22) d'après des coupes de rifts une asymétrie "gauche" pour laquelle la faille permanente constitue la limite gauche du rift et une asymétrie "droite" pour laquelle la faille permanente constitue la limite droite du rift.

Mise à part le rift éthiopien pour lequel le champ de déformation est beaucoup plus complexe, il est possible dans toutes les coupes proposées dans la littérature de définir l'asymétrie des rifts.

-Volcanisme: les produits volcaniques émis pendant le rifting sont alcalins. L'évolution de leur chimisme a été interprétée comme associée à la remontée d'un dôme asthénosphérique (Wendland et Morgan, 1982). Il existe une grande variabilité dans le volume de laves émises (500000km^3 dans le cas du rift éthiopien, 12000km^3 pour le Rio Grande et 5000km^3 pour le rift du Baïkal).

-Présence d'un diapir asthénosphérique: la présence de zones à faibles vitesses des ondes P, d'anomalies gravimétriques négatives et d'un doublement du flux de chaleur sont compatibles avec la présence sous les rifts, au contact de la croûte, de matériel de type asthénosphérique, la lithosphère mantellique ayant été amincie jusqu'à disparaître. Quatre hypothèses expliquent la présence de ce diapir:

- la décompression adiabatique du matériel mantellique remontant du fait de l'extension peut permettre sa fusion partielle (Alvarez, 1984)
- la présence d'un excès de chaleur dans l'asthénosphère produit donc une remontée des isothermes, le matériel lithosphérique se transforme en matériel asthénosphérique qui entre dans le circuit convectif.
- un diapir de matériel asthénosphérique se développe et intrude la lithosphère mantellique qui s'écarte par le jeu d'une surface de découplage intramantellique (Royden et Keen, 1980)
- une partie de la lithosphère mantellique plus dense que l'asthénosphère, coule dans cette dernière et est remplacée par du matériel asthénosphérique (Le Pichon et al, 1983).

-Quantité d'extension: les quantités d'extension déduites des données de surface sont compatibles avec les amincissements crustaux décelés par les méthodes géophysiques. Il semble que cette extension augmente depuis une extrémité du rift à l'autre extrémité pour le Rio Grande (Cordell, 1982) et pour le rift Oligocène Ouest Européen (5km pour le Rhin, 8km pour le segment Bresse-Limagnes, 10-12km pour le Languedoc).

II. MODELES DE RIFTS: UNE REVUE.

1. Origines des forces responsables du rifting.

Senghor et Burke (1978) ont défini deux classes de rifting en fonction du comportement de l'asthénosphère pendant l'extension.

- Le rifting actif, pour lequel l'asthénosphère est moteur du rifting, à l'aplomb de rift, et
- Le rifting passif pour lequel l'asthénosphère réagit passivement à l'extension, à l'aplomb du rift.

Dans le cas du rifting actif, le rift résulte du développement d'une anomalie de masse à la limite lithosphère-asthénosphère. Le rift est la conséquence d'une interaction locale entre le champ de contrainte développé par cette anomalie et la lithosphère sus-jacente. Dans le cas du rifting passif, le rift résulte d'une traction sur la lithosphère engendrée à ses limites. Le rift résulte donc d'une interaction, sur un domaine beaucoup plus vaste que dans le cas précédent, entre lithosphère et champ de contrainte. Une autre catégorie de modèle a été étudiée pour laquelle l'origine du champ de contrainte est interne à la lithosphère et limitée à une zone étroite. Ce champ de contrainte est la conséquence d'une déformation viscoélastique de la lithosphère.

1.1 Rifting associé à une anomalie locale de masse.

Dans ce type de modèle, la lithosphère réagit à une anomalie gravitaire se développant à l'interface lithosphère-asthénosphère. Une anomalie thermique positive est associée au développement de cette instabilité gravitaire. Ce surcroît de chaleur destabilise la lithosphère et la mobilise dans le circuit convectif asthénosphérique, ceci pouvant être à l'origine des différences observées entre l'amincissement crustal et l'amincissement de la partie lithosphérique du manteau.

Mareschal (1983) montre qu'un tel mécanisme est compatible avec les vitesses de montée des dômes associés aux rifts, quand la transition lithosphère-asthénosphère remonte de 10 cm/an. Spohn et Schubert (1982, 1983) montrent que l'effet thermique d'une source de chaleur animée d'une telle vitesse peut amincir de moitié une lithosphère de 100 km d'épaisseur en 6 Ma avec une augmentation de 5 à 10 du flux de chaleur initial, ce qui est trop fort par rapport aux données des flux de chaleur dans les rifts.

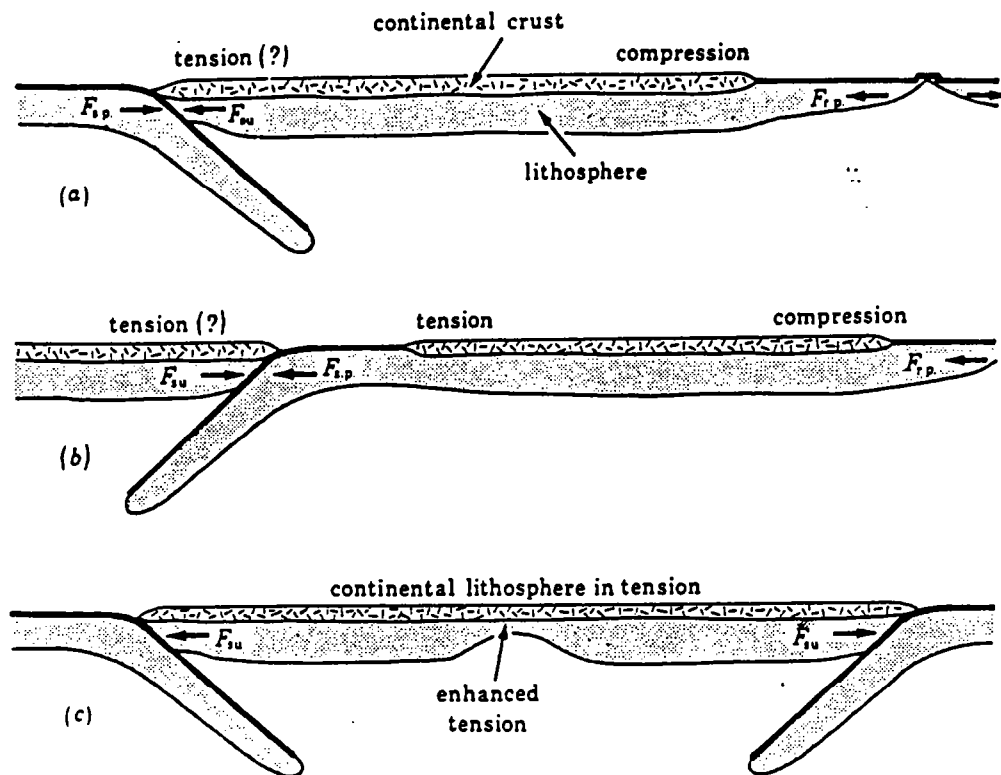


Figure II.1: Forces développées dans la lithosphère continentale par la subduction océanique (Bott, 1982).

Les auteurs précédents utilisent un modèle de rhéologie newtonienne pour le manteau. Moretti et Froidevaux (1986) montrent que pour une rhéologie visqueuse non newtonienne dépendante de la température, de la pression et du déviateur de contrainte, l'amincissement peut se produire avec seulement un doublement du flux de chaleur en 20 Ma. Dans ce modèle, la subsidence est due à l'amincissement crustal alors que la remontée des bordures du rift est une conséquence de l'advection de matériel chaud vers les zones froides.

Deux auteurs ont étudié par la modélisation analogique le rifting actif (Ramberg, 1971; Mulugetta, 1985). Ils montrent qu'un rift ne se développe pas sous l'action de déplacements verticaux seuls mais nécessite aussi des déplacements horizontaux de la plaque qui subit le rifting.

1.2. Rift associé à une traction horizontale.

Dans ce cas la lithosphère répond par une instabilité en striction à un champ de contrainte appliqué aux limites de la lithosphère. Les phénomènes de doming et de volcanisme sont, dans ce cas, des conséquences locales de l'extension de la lithosphère. Il a été démontré (Forsyth et Uyeda, 1975; Bott, 1980) que les plus importants champs de contrainte sont générés par la création de la croûte océanique et surtout par sa disparition dans les zones de subduction. La remontée de matériels légers au niveau d'une ride océanique produit un champ de contrainte compressif horizontal de 300 MPa. La subduction d'une croûte océanique dans du matériel visqueux moins dense produit dans la lithosphère un champ de contrainte extensif horizontal (fig.II.1). La subduction entraîne aussi dans la lithosphère continentale sus-jacente des forces extensives comme le montre la formation des bassins d'arrière arc. Une lithosphère continentale peut donc être soumise à des champs de contrainte compressifs et extensifs résultant de l'accrétion et de la subduction océanique. Cette hypothèse ne peut être envisagée pour le rift Est-africain, la plaque africaine étant entourée de rifts océaniques. Il est envisageable alors que les forces de traction résultent de la divergence de courants convectifs asthénosphériques à la limite lithosphère-asthénosphère. Le champ de contrainte résulte alors du cisaillement appliqué à la base de la lithosphère par la convection.

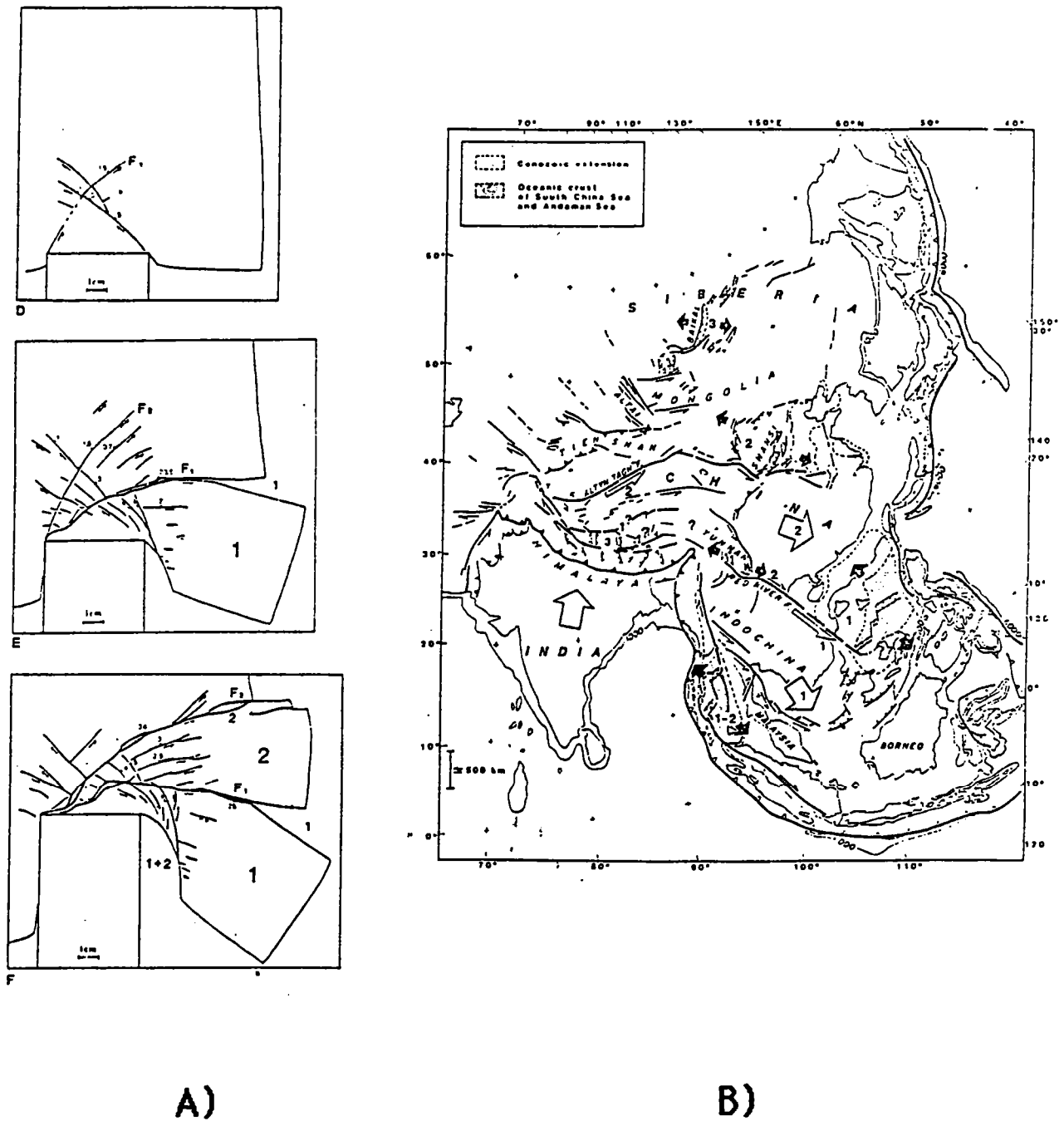


Figure II.2: A) *modèle expérimental de poinçonnement, montrant l'expulsion de blocs le long d'une bordure libre et le développement local de grabens.* B) *Application du modèle à la collision Inde-Asie (Tapponnier et al, 1982).*

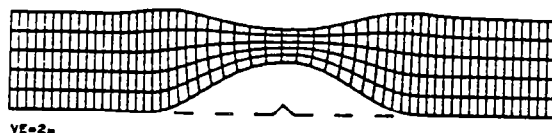


Figure II.3: *Boudinage d'une couche plastique au niveau d'une perturbation de son épaisseur initiale. Une dépression encadrée de deux épaulements se développe au dessus de l'hétérogénéité initiale (Zubert et Parmentier, 1986).*

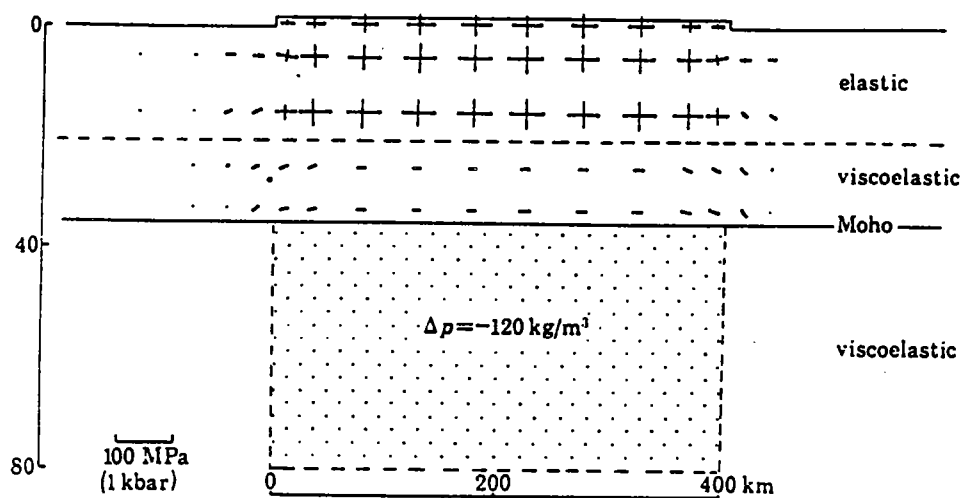


Figure II.4: *Champ de contrainte extensif dans une croûte continentale à topographie élevée, soutenue par des roches mantelliques de faible densité (Bott, 1981).*

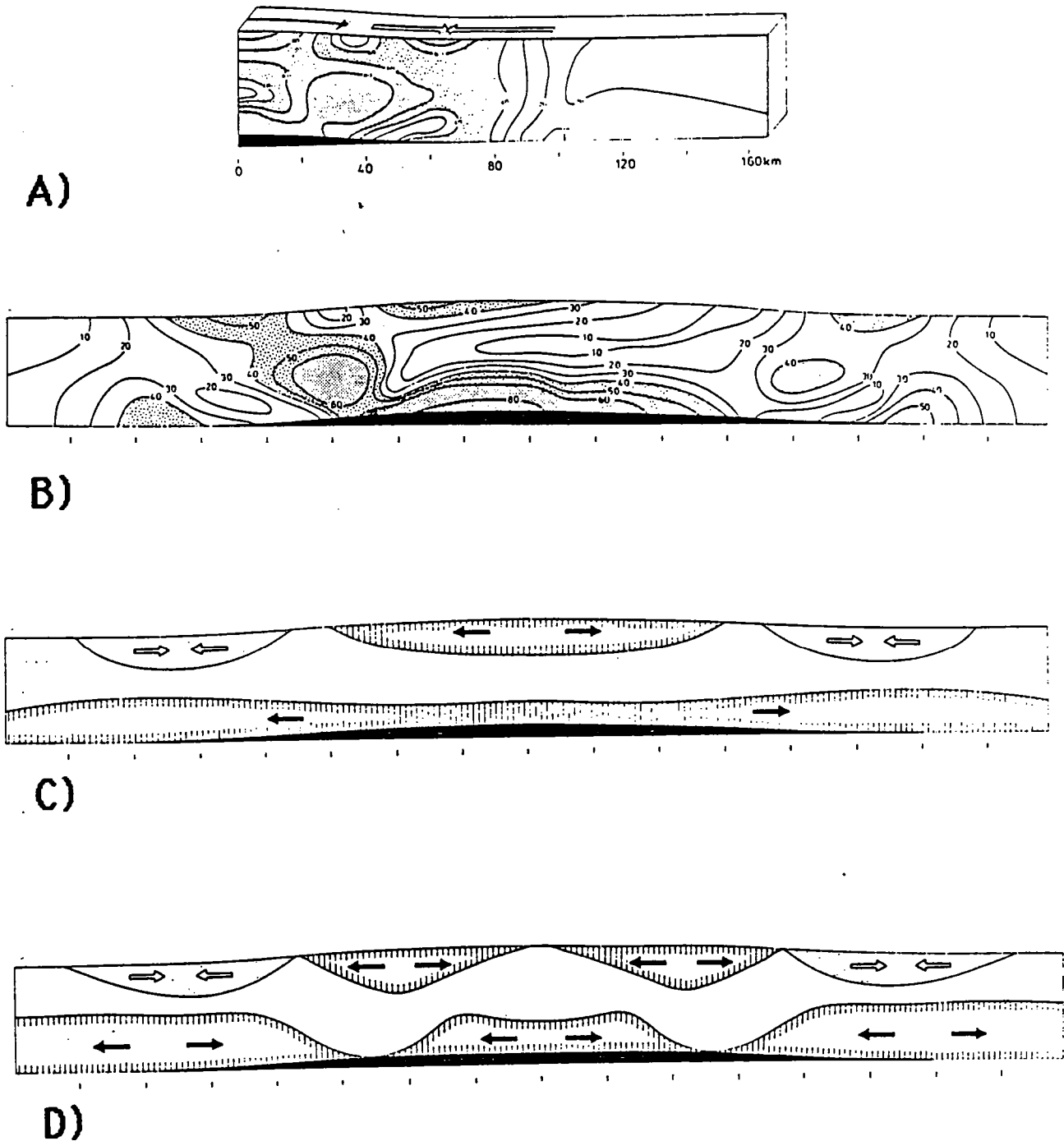


Figure II.5: *Champ de contrainte créé dans une croûte par flexure. La croûte est considérée comme une poutre fixée à ses deux extrémités. A) Flexure symétrique d'une croûte élastique. B) Flexure asymétrique d'une croûte élastique. C) et D) Flexures symétriques de croûtes viscoélastiques (la longueur d'onde de la flexure en C) est inférieure à la longueur d'onde de la flexure en D)) (Neugebauer, 1978).*

La collision continentale peut être responsable de champs de contraintes extensifs comme l'ont démontré expérimentalement Tapponnier et Al (1982) (fig.II.2). Le poinçonnement de l'Asie par l'Inde serait responsable de l'ouverture des rifts Chinois ainsi que du rift de Baïkal.

Ricard et Froidevaux (1986) montrent que l'application sur une lithosphère à rhéologie visqueuse hautement non newtonienne d'une traction horizontale, entraîne le boudinage de cette lithosphère. Zuber et Parmentier (1986) montrent que si la croûte possède une hétérogénéité l'extension se concentre à ce niveau pour former une structure unique bordée d'épaules (fig II.3).

1.3. Rifting produit par des contraintes locales intralithosphériques.

Quelques auteurs ont testé l'effet d'un champ de contraintes extensif résultant de la déformation visco-élastique de la lithosphère. Diverses causes ont été invoquées pour l'origine de ces déformations, comme les variations du rayon de courbure imposé à la lithosphère par son déplacement sur l'ellipsoïde terrestre (Turcotte et Oxburg, 1973) ou le doming provoqué par la remontée d'un diapir asthénosphérique dans la lithosphère.

Bott (1981, 1982), Bott et Kuznir (1979) ont montré que le rifting peut s'initier dans des régions à topographie élevée, supportée par des roches à faible densité à profondeur (fig.II.4). Le déséquilibre de charge entre les zones basses et les zones élevées entraîne dans les zones élevées un déviateur de contrainte extensif dont la valeur est dépendante de la rhéologie de la lithosphère. Si celle-ci est entièrement élastique, il se développe pour une élévation de 2 km un déviateur de l'ordre de 40 MPa. Pour une lithosphère bicouche élastique sur visco-élastique, le déviateur atteint 200 MPa dans la couche élastique si celle-ci a 10 Km d'épaisseur.

Neugebauer (1978) calcule les contraintes induites par la flexure de la croûte produite par le doming (fig. II.5) en assimilant la croûte à une poutre fixée à ses deux extrémités. Dans une croûte entièrement élastique, pour un maximum d'élévation de 2 km s'amortissant en 120 km, la partie la plus élevée est en extension alors que la partie où s'amortit le pli est en compression en surface. Pour des rhéologies viscoélastiques, pour lesquelles la vitesse de doming entre en compte, et pour certaines formes de dômes, l'extension est nulle au sommet du

dôme. Il existe alors deux maxima de contraintes extensives répartis symétriquement de part et d'autre du dôme. Cet auteur teste aussi l'effet de l'asymétrie du dôme et montre qu'une telle condition produit un champ asymétrique en surface.

1.4. Instabilités thermiques et instabilités mécaniques.

Dans tous les cas de rifting, les données thermiques, sismiques et gravimétriques indiquent qu'il existe une anomalie thermique légère à faible vitesse sous les rifts. Cette anomalie est interprétée comme un diapir asthénosphérique souvent en contact avec la croûte au niveau du Moho. La lithosphère a donc disparu sous le rift alors que l'amincissement de la croûte est généralement estimé à 30%.

D'autre part les données géologiques montrent que l'écartement des bordures des rifts continentaux est égale ou supérieure à 10 km. Ces déplacements horizontaux ne peuvent s'expliquer par des déplacements verticaux. seuls En effet la flexure d'une croûte de 35 km d'épaisseur sur 100km de large et sur 2 km de haut ne permet pas l'écartement de 10km des bordures. Il faut donc invoquer l'écartement des plaques de part et d'autre du rift. La striction de la lithosphère dans son ensemble, ou d'une partie de celle-ci, semble donc nécessaire.

Les mécanismes passifs ou actifs ne peuvent donc expliquer seuls l'initiation et le développement des rifts. Les données disponibles imposent le développement d'une anomalie thermique amincissant le manteau, et d'une anomalie mécanique permettant l'écartement des bordures. Le problème de l'antériorité des anomalies reste cependant posé.

2. Amincissement tectonique, amincissement thermique et subsidence.

L'observation d'une coupe sismique au travers d'une zone étirée (fig.II.6) montre qu'il existe à la suite de la phase d'extension et de dépôt contemporain des failles, une nouvelle phase de dépôt sans formation ni rejeu de faille. Ces observations ont nourri toute une catégorie de modèles interprétant la succession de mouvements verticaux subi par la surface comme des variations de flottabilité de la lithosphère dans l'asthénosphère.

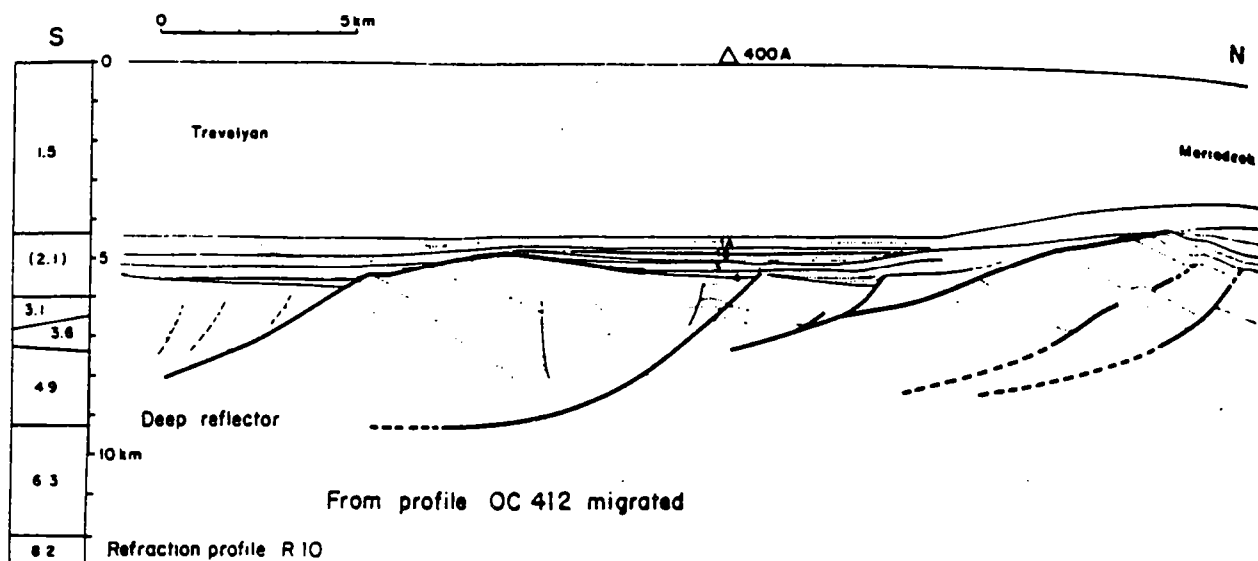


Figure II.6: *Interprétation d'une coupe sismique au travers de la marge Nord-Gascogne montrant la phase de subsidence tectonique (dépôts affectés par des failles synsédimentaires) suivie de la phase de subsidence thermique (dépôts non affectés par les failles) (Montadert et Al, 1981).*

2.1. Amincissement homogène instantané de la lithosphère.

Mc Kenzie (1978) (fig II.7) propose un modèle de développement et d'évolution des bassins sédimentaires en deux étapes. Dans la première la lithosphère continentale étirée de façon homogène et instantanée est donc amincie. Ceci provoque une remontée passive de l'asthénosphère

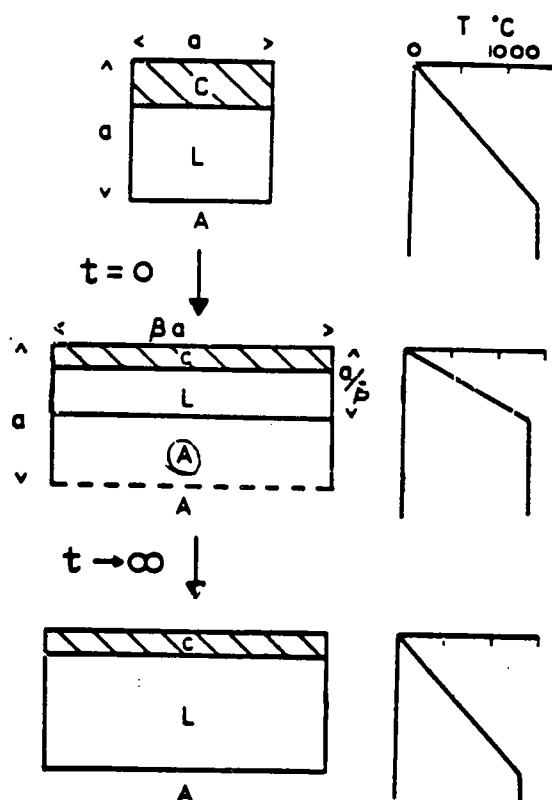


Figure II.7: Modèle de Mc Kenzie (1978). A) Lithosphère stable avec profil de température à l'équilibre. B) Amincissement homogène de toute la lithosphère et contraction des isothermes. C) Rééquilibrage du profil thermique et épaissement de la partie mantellique de la lithosphère. a : longueur initiale; β quantité d'extension; c : croûte; L : lithosphère mantellique; A : asthénosphère.

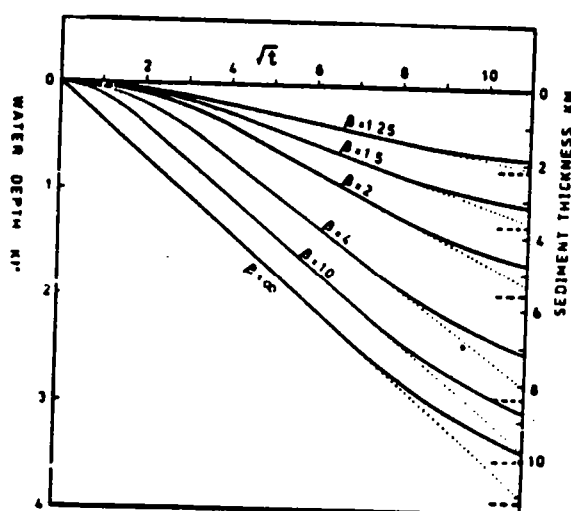


Figure II.8: Subsidence thermique pour différentes valeurs de l'extension (Mc Kenzie, 1978).

sous-jacente et une subsidence (subsidence tectonique). La relaxation de la perturbation thermique ainsi créée provoque une accrétion de matériel mantellique à la base de la lithosphère. Cette relaxation induit une nouvelle phase de subsidence (subsidence thermique).

Mc Kenzie définit le paramètre β d'extension égal au rapport entre longueur finale et longueur initiale de la zone soumise à l'extension, et calcule pour différentes valeurs de β l'évolution de la subsidence au cours du temps (fig.II.8).

Ce modèle a été reformulé et appliqué par Le Pichon et Al (1982) à la marge Nord-Gascogne. Pour ces auteurs le coefficient β d'extension calculé à partir de l'extension sur les blocs basculés est compatible avec une extension homogène de la lithosphère, alors que pour Sibuet et Al (1981) la croûte inférieure est beaucoup plus amincie que la lithosphère. Ceci montre une des limites pour la vérification du modèle de Mc Kenzie: l'estimation précise de l'extension à partir des données de surface est un problème très délicat (cf chap.II.3) car sensible à la géométrie des failles et à la déformation interne des blocs.

2.2. Amincissement hétérogène instantané.

Royden et Keen (1980) appliquent aux marges de nouvelle Ecosse et du Labrador, les concepts développés par Mc Kenzie. Les données de la subsidence ne cadrent pas avec un amincissement homogène de la lithosphère mais peuvent résulter d'un amincissement plus fort du manteau que de la croûte. Ces auteurs proposent donc une formulation plus générale du problème de la subsidence thermique dans laquelle la croûte et le manteau lithosphérique sont amincis différemment au cours de la phase tectonique. Ce modèle permet de décrire le doming précédent parfois le rifting et est compatible avec un mécanisme de rifting actif.

Beaumont, Keen et Boutillier (1982) et Sclater et Al (1980) proposent quatre géométries bidimensionnelles à l'échelle de la lithosphère (fig.II.9), susceptibles d'expliquer les données de la subsidence thermique.

Le modèle homogène est rejeté car il ne décrit pas les courbes de subsidence observées.

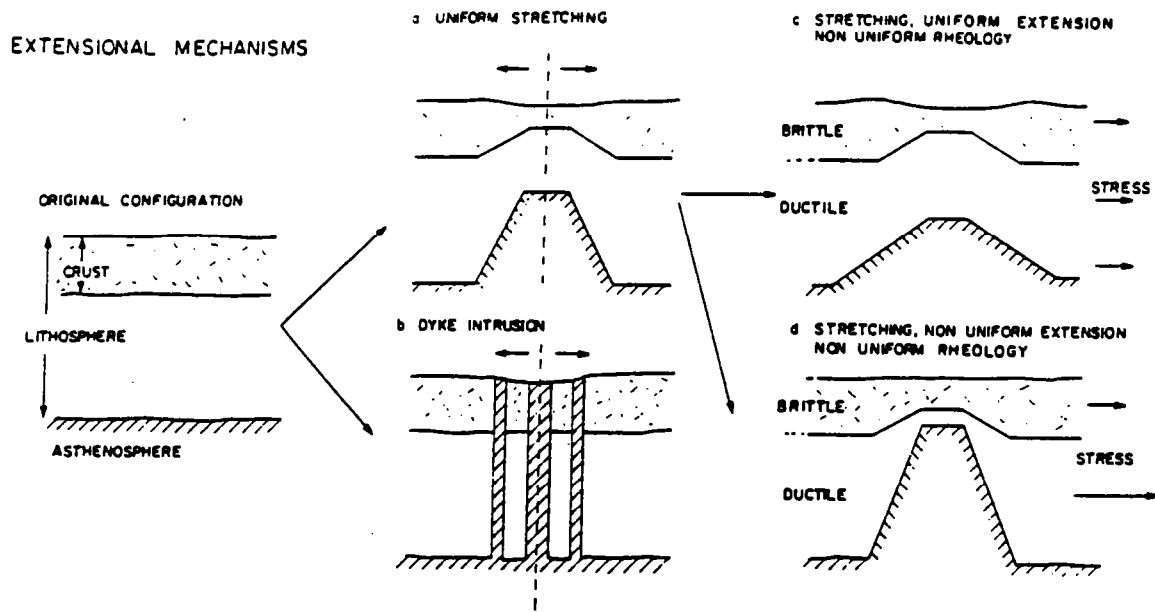


Figure II.9: Différents modèles bidimensionnels d'extension à l'échelle de la lithosphère testés par Sclater et al. (1980) et Royden et Keen (1980).

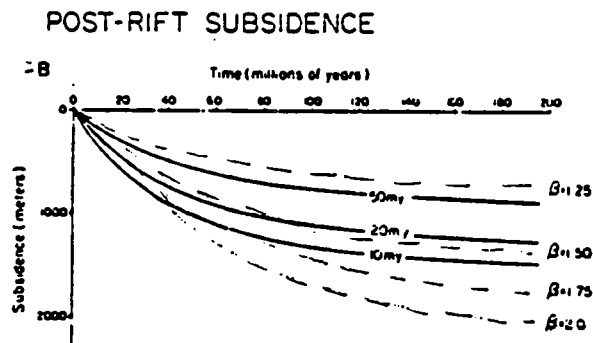


Figure II.10: Courbes de subsidence thermique pour des modèles d'extension instantanée (pointillés) et des modèles à durée d'extension finie (traits pleins) (Cochran, 1983).

Le modèle dans lequel l'extension est homogène dans la lithosphère mais plus concentré dans la croûte que dans le manteau, permet d'expliquer les épaulements des rifts mais ne permet pas d'expliquer les bombements pré-rifts. Le modèle qui cadre le mieux avec les données de la subsidence est celui dans lequel l'extension est plus forte dans la lithosphère mantellique que dans la croûte. Un autre modèle est proposé (fig.II.9) dans lequel un magma basaltique léger issu de l'asthénosphère vient se loger dans la croûte et donc augmenter son volume sans en modifier la densité.

Dans le modèle retenu, la conservation du volume lithosphérique impose la présence d'un niveau de découplage entre croûte et manteau. Dans le cas d'une non conservation de volume, Le Pichon et Al (1982) proposent qu'à de faibles taux d'extension (10^{-16}s^{-1}), une partie de la lithosphère se détache et sombre dans l'asthénosphère.

2.3. Effet de la durée de l'extension et des transferts latéraux de chaleur.

Dans les modèles précédents l'extension est supposée instantanée. Plusieurs auteurs étudient l'effet d'une durée finie de l'extension.

Jarvis et Mc Kenzie (1980) comparent les courbes de subsidence calculées avec un modèle d'extension instantanée, avec les courbes calculées pour un modèle à durée finie d'extension. Ils montrent que dans la majorité des cas, le modèle instantané est suffisant.

Cochran (1983) montre les effets de la subsidence thermique syn-rift et de la conduction latérale de chaleur sur les courbes de subsidence. La différence entre un modèle d'extension instantané et un modèle à durée d'extension finie atteint 25% (fig.II.10).

Alvarez et Al (1984) étudient un modèle bidimensionnel dans lequel l'extension varie latéralement. Ils montrent que la conduction latérale est plus importante que la conduction verticale dans la plupart des marges. Pour des bassins étroits (inférieurs à 70 km de large), la conduction latérale devient importante et empêche la fusion et l'océanisation. Ces auteurs étudient l'effet du taux de sédimentation et montrent que de forts taux font chuter sensiblement le flux de chaleur,

ceci pouvant entraîner des erreurs d'appréciation de l'amincissement du manteau.

2.4. Conclusions.

Les résultats quantitatifs dérivant de ces modèles semblent très délicats à manier. En effet, ils sont sensibles à de nombreux paramètres tant géométriques (épaisseur initiale des différentes couches lithosphériques, quantité d'extension en surface, quantité d'amincissement des différentes couches lithosphériques), que mécaniques (effet de la rigidité flexurale de la lithosphère sur l'évolution spatiale de la subsidence), thermiques (quantité de chaleur émise par un diapir), ou sédimentologiques (évolution spatio-temporelle de la porosité). Toutes ces variations de paramètres sont difficilement déterminables pour des modèles bidimensionnels.

Cependant un des grands apports de ces approches est d'avoir permis de différencier les concepts d'amincissement thermique et d'amincissement tectonique.

3. Modalités de l'extension dans la croûte cassante.

L'observation directe des failles normales montrent qu'en surface, leur pendage est de l'ordre de 60° . Leur géométrie en profondeur est l'objet de nombreuses spéculations.

Pour Bally et al (1981), l'extension en surface significative d'une extension en profondeur se fait par des failles listriques. Le Pichon et Sibuet (1981) calculent donc sur un profil sismique de la marge nord-Gascogne publié par Montadert et al (1979), la quantité d'extension de la croûte cassante à partir de failles normales listriques dont le pendage s'annule au niveau d'un réflecteur sismique (l'horizon "S") interprété comme la transition fragile/ductile. Pour ces auteurs, les failles normales sont apparues avec un pendage de 45° .

Brun, Choukroune et Faugère (1985) montrent par des considérations mécaniques que le pendage de failles normales listriques ne peut pas être inférieur à 60° en surface et 45° au niveau de la transition fragile/ductile (figII.11). Pour ces auteurs, si le pendage des failles s'annule en profondeur, cela implique un découplage entre le bloc supérieur et le bloc inférieur délimité par l'horizon où le pendage des failles s'annule. Ces failles auraient pour origine le décollement gravitaire de la couverture sur le socle. Dans le cas de la marge nord-Gascogne l'horizon "S" serait l'interface salifère socle-couverture sur lequel les blocs basculés glissent vers l'océan, entraînés par la gravité.

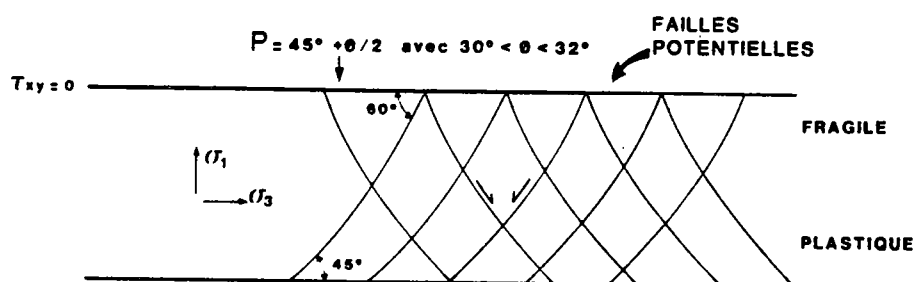


Figure II.11: Géométrie d'une faille normale à son initiation (Brun et al, 1985).

Boillot et al (1988) constatent sur la marge de Galice que ces failles à faible pendage ne sont pas visibles par une observation directe mais que la croûte est hachée par de nombreuses failles normales à 60° . Pour ces auteurs, les structures listriques à faible pendage observées sur les profils sismiques, seraient les enveloppes de familles de failles à fort pendage.

Pour Faugère (1985) et Faugère et Brun (1985) une association de blocs basculés est significative d'un cisaillement à la base du système. Ils montrent expérimentalement que le sens de cisaillement sur les blocs basculés est synthétique du cisaillement en profondeur, quelque soit l'interface envisagé cohérent ou non. Dans le cas d'un interface incohérent (niveau de sel) le déplacement peut être tel que le pendage des failles au niveau de l'interface devient très faible.

Nous utiliserons les résultats de l'approche mécanique de Brun et al (1985). Les failles normales caractéristiques de l'extension, ont donc à leur initiation un pendage de 60° en surface et de 45° à la transition fragile/ductile. Elles délimitent des blocs basculés, le cisaillement sur ces blocs étant synthétique du cisaillement de la croûte ductile profonde. Pour accommoder l'extension, le basculement des blocs augmente. Selon Jackson et Mc Kenzie (1983), ce basculement ne peut augmenter indéfiniment. Quand le système se bloque, il se crée de nouvelles failles dont le pendage initial a les mêmes caractéristiques que précédemment.

Dans le cas du rift, du fait de la faible quantité d'extension, seule une génération de failles apparaît et le basculement des blocs reste faible. Les failles néoformées ont donc un pendage voisin de 60° en surface, et ce pendage peut diminuer en profondeur mais ne peut jamais s'annuler.

La croûte continentale a subi au cours des âges de nombreuses déformations. La collision entraîne la formation de chevauchements de faible pendage affectant toute la croûte. Ces structures constituent des zones de faiblesse qui peuvent jouer au moment de l'extension. Dans ces cas là, le pendage des structures peut être plus faible.

4. Modèles de décollement en extension.

Ces modèles privilégient les déplacements horizontaux et considèrent les rifts comme l'émergence de la limite entre deux blocs lithosphériques qui s'écartent. Le but de ces modèles est, partant de données structurales, sismiques et parfois pétrographiques, de reconstituer la géométrie de cette limite et son évolution en surface et en profondeur. Les différences entre les modèles reposent principalement sur la zone d'enracinement de ces limites ainsi que sur les relations entre déformations cassantes et déformations ductiles.

4.1. Faille à faible pendage traversant toute la lithosphère.

Wernicke (1981, 1985) et Wernicke et Burschfiel (1982), en se basant sur la présence de décollements en failles normales dans le Basin and Range ainsi que sur la profondeur du Moho dans cette région, proposent que la lithosphère soit affectée sur toute son épaisseur par une faille normale à faible pendage (fig.II.12). En surface, celle-ci provoque le développement de blocs décollés glissant sur de grandes distances (extensionnal allochtons). Dans le manteau, cette faille est relayée par une bande déformée ductilement en cisaillement simple s'enracinant dans l'asthénosphère.

Le pendage de cette faille impose un décalage entre les effets superficiels et profonds de l'extension. L'amincissement maximal de la croûte est situé dans une zone dépourvue de manifestations extensives en surface. A l'aplomb de cette zone l'amincissement mantellique est faible. L'amincissement maximal de la lithosphère mantellique est situé à l'aplomb d'une zone crustale non amincie.

Ce modèle pose des problèmes mécaniques. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, les failles normales néoformées ne peuvent avoir un faible pendage. De plus, ce modèle ne tient pas compte de la rhéologie de la lithosphère (cf ch. IV). En outre, il n'est pas directement applicable aux rifts car il implique une trop grande largeur de la zone d'extension en surface (Mohr, 1987).

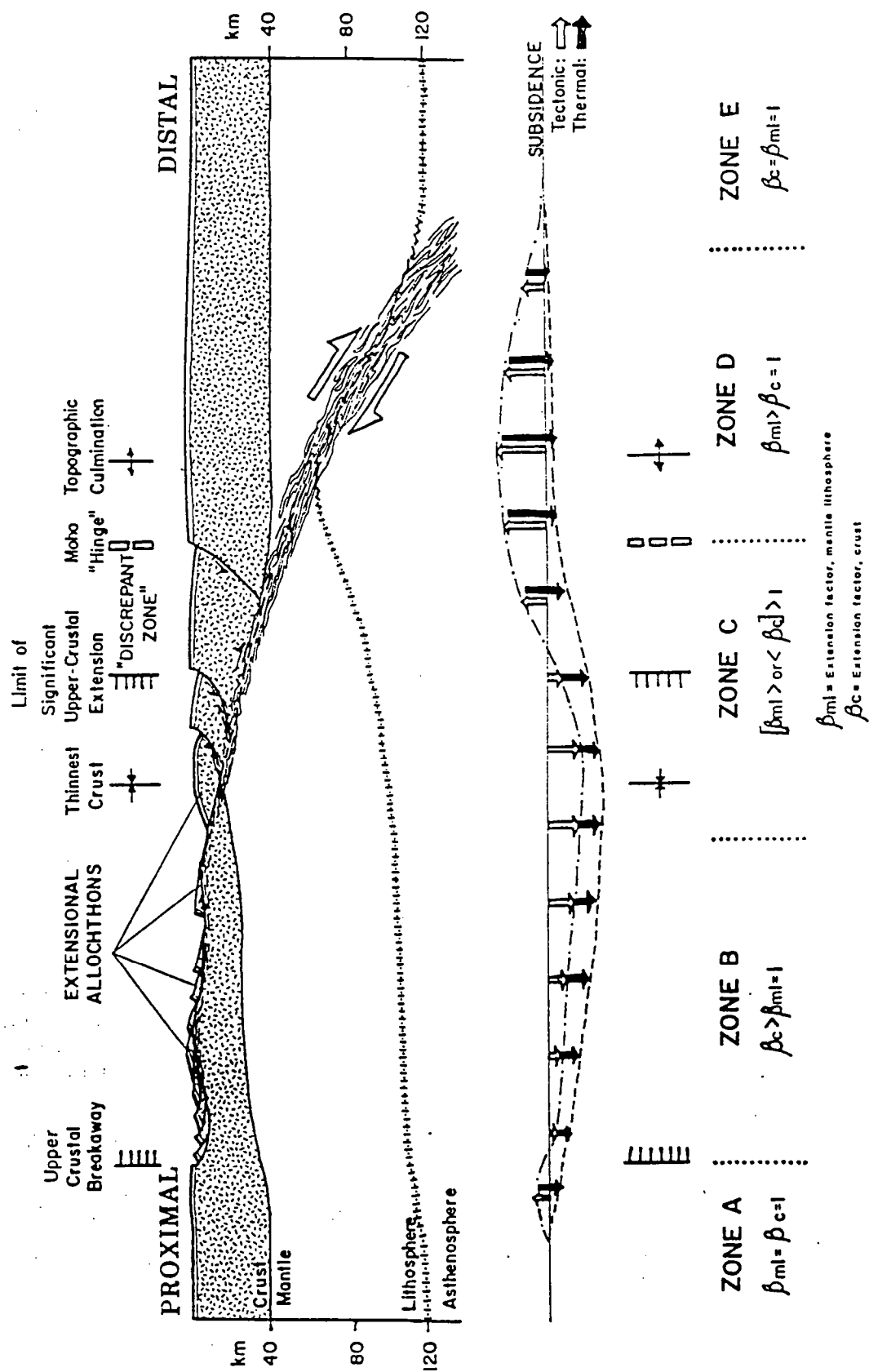


Figure II.12: Modèle de faille normale à faible pendage affectant toute la lithosphère et entraînant un décalage spatial des effets thermiques post extension (Wernicke, 1985).

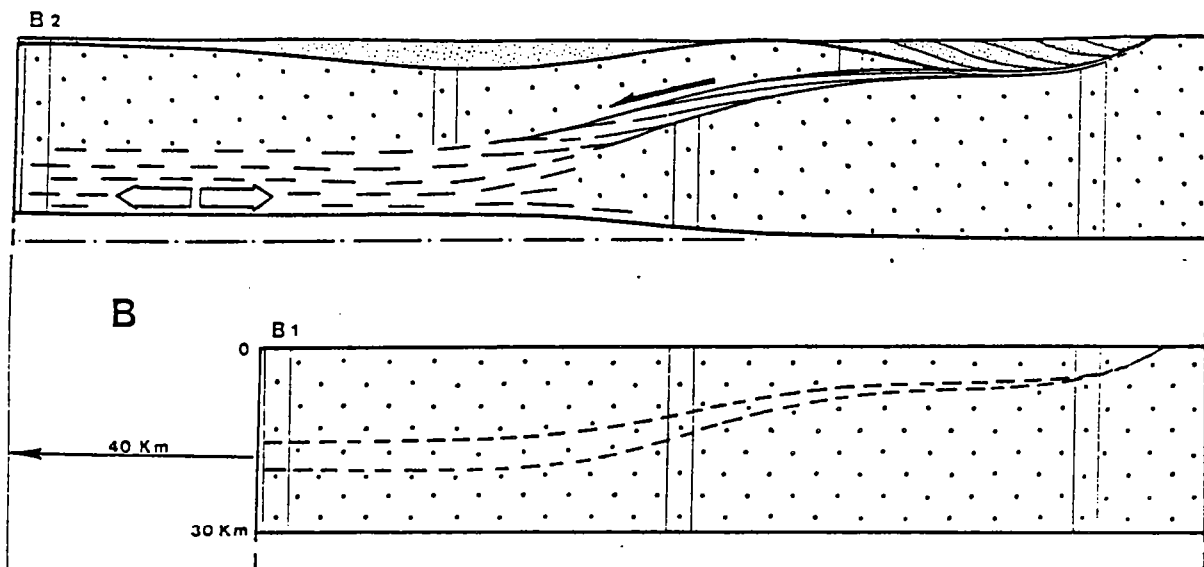


Figure II.13: *Modèle des bassins dévoniens de Norvège. Une faille à faible pendage affecte toute la croûte fragile et fonctionne sous les dépôts du bassin. Cette faille s'enracine dans la croûte inférieure ductile où la déformation devient homogène (Seranne et Seguret, 1985).*

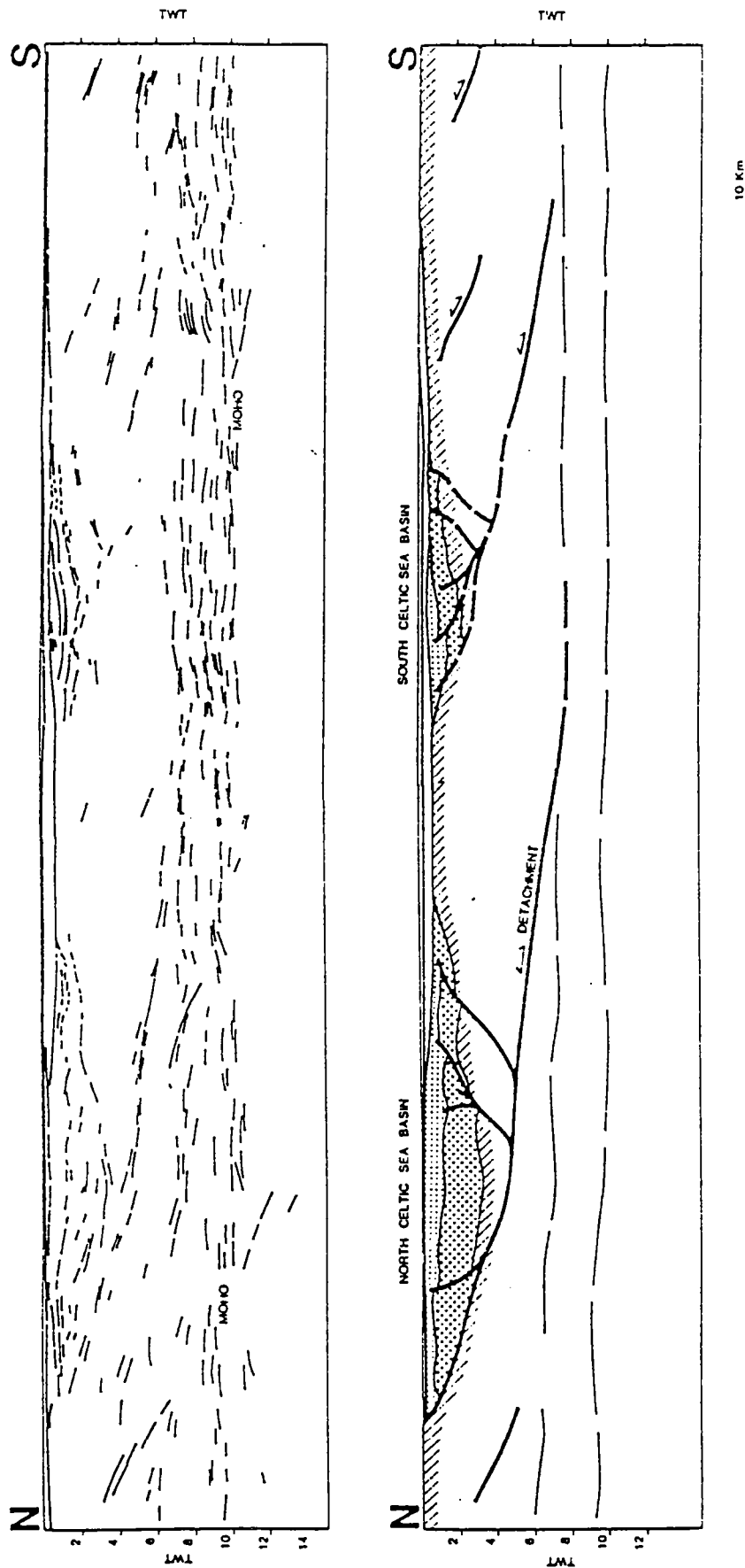


Figure II.14: Coupe sismique et interprétation au travers des bassins de la mer Celtique montrant le lien entre les bassins mésozoïques et les chevauchements varisques (Gibbs, 1987).

4.2. Faille à faible pendage dans la croûte supérieure et déformation homogène dans la croûte inférieure.

Seranne et Séguret (1985) proposent, d'après les données de terrains acquises sur les bassins dévoniens de Norvège, un modèle dans lequel une grande faille normale de faible pendage affecte toute la croûte fragile (fig. II.13). En surface, celle-ci délimite un bassin sous lequel elle s'horizontalise. En profondeur, elle s'enracine dans la croûte inférieure ductile déformée de façon homogène. Pour ces auteurs, la faille constitue le fond du bassin et affecte le remplissage.

4.3. Réactivation de structures compressives.

Pour les bassins mésozoïques de la mer celtique, d'après les profils SWAT, Gibbs (1987) propose un modèle de réactivation de chevauchements varisques en failles normales de faible pendage. (fig. II.14).

Ces chevauchements coïncident sur le profil avec les bassins secondaires, mais il semble que sur des profils parallèles les deux structures soient indépendantes (Coward, 1987, réunion bassin SGF-ELF).

4.4. Striction hétérogène.

Dans les bassins de la mer du Nord, la zone affectée par la subsidence thermique est incluse dans la zone affectée par la tectonique extensive. Pour expliquer cela, Coward (1986) propose un modèle en deux temps (fig.II.15).

- une phase d'extension uniforme de toute la lithosphère, puis
- une phase d'extension de la croûte inférieure et du manteau confinée dans une zone réduite alors que l'extension se poursuit sur une plus grande largeur dans la croûte fragile et ceci en réutilisant les structures préexistantes. Le dôme produit par la concentration de l'extension en profondeur provoque ensuite une inversion des structures et une érosion des dépôts. Cette zone est ensuite soumise à une subsidence thermique.

Coward (1986) propose une image du champ de déformation crustal associé à son modèle (fig.II.16). La déformation de surface et la déformation en profondeur sont assimilées à du cisaillement pur. Les

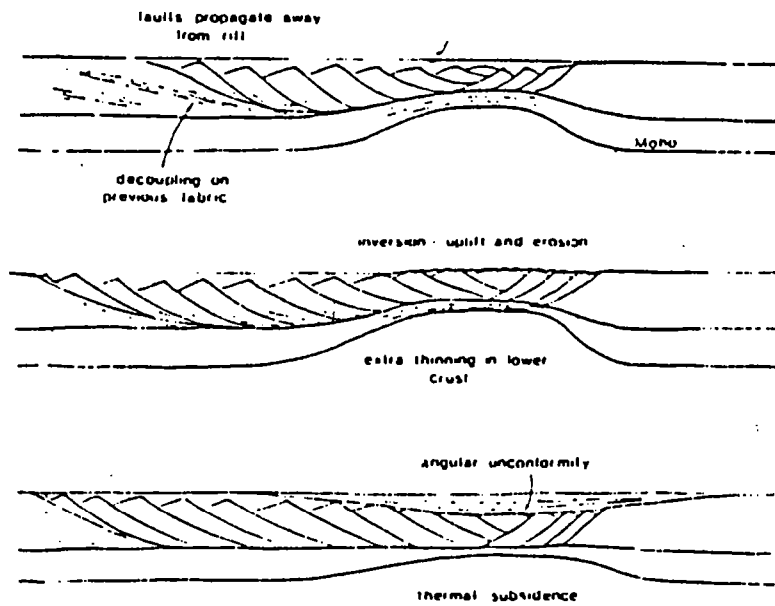


Figure II.15: Modèle de striction hétérogène. A) Début de l'extension, plus concentrée dans la croûte inférieure que dans la croûte fragile. B) Concentration de l'extension dans la croûte inférieure. C) Rééquilibrage thermique affectant la zone d'amincissement maximum (Coward, 1986).

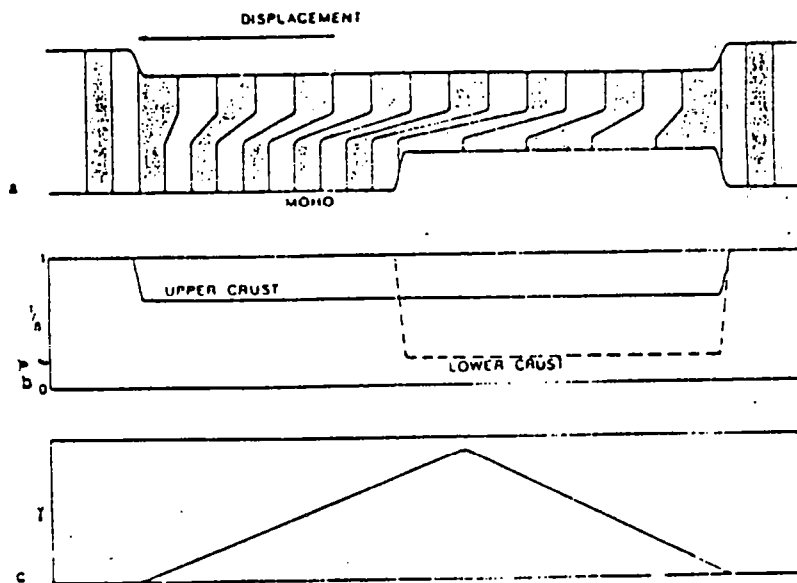


Figure II.16: Champ de déformation du modèle de Coward (1986). A) Champ de déformation. B) Quantité d'extension dans chaque partie de la croûte. C) Variation de l'intensité du cisaillement accommodant l'extension superficielle et l'extension profonde.

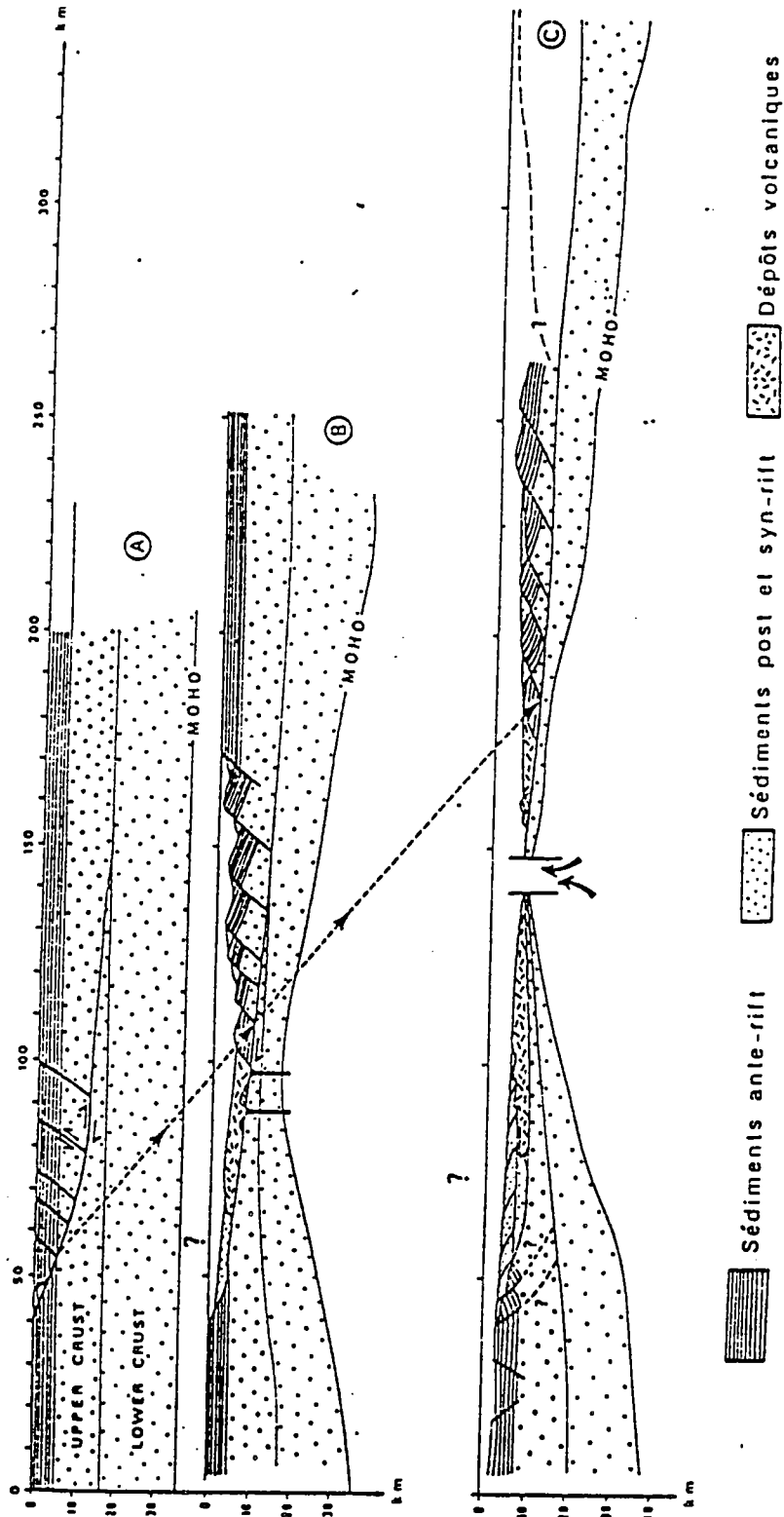


Figure II.17: Modèle de faille à faible pendage dans la croûte fragile et de déformation homogène dans la croûte inférieure. Les failles limitant les blocs basculés sont antithétiques du cisaillement sur la faille normale de faible pendage (Barbier et Al, 1987).

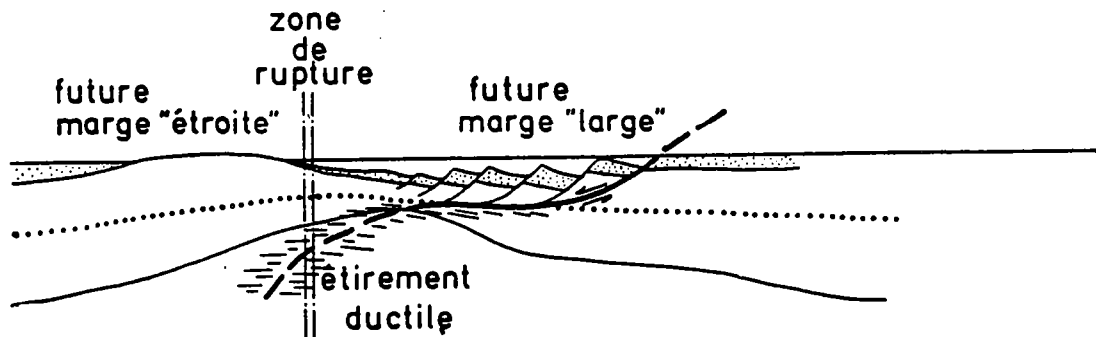


Figure II.18: *Modèle de faille normale à faible pendage affectant la croûte. Les failles limitant les blocs basculés sont synthétiques du cisaillement sur la faille principale (Malod, 1987).*

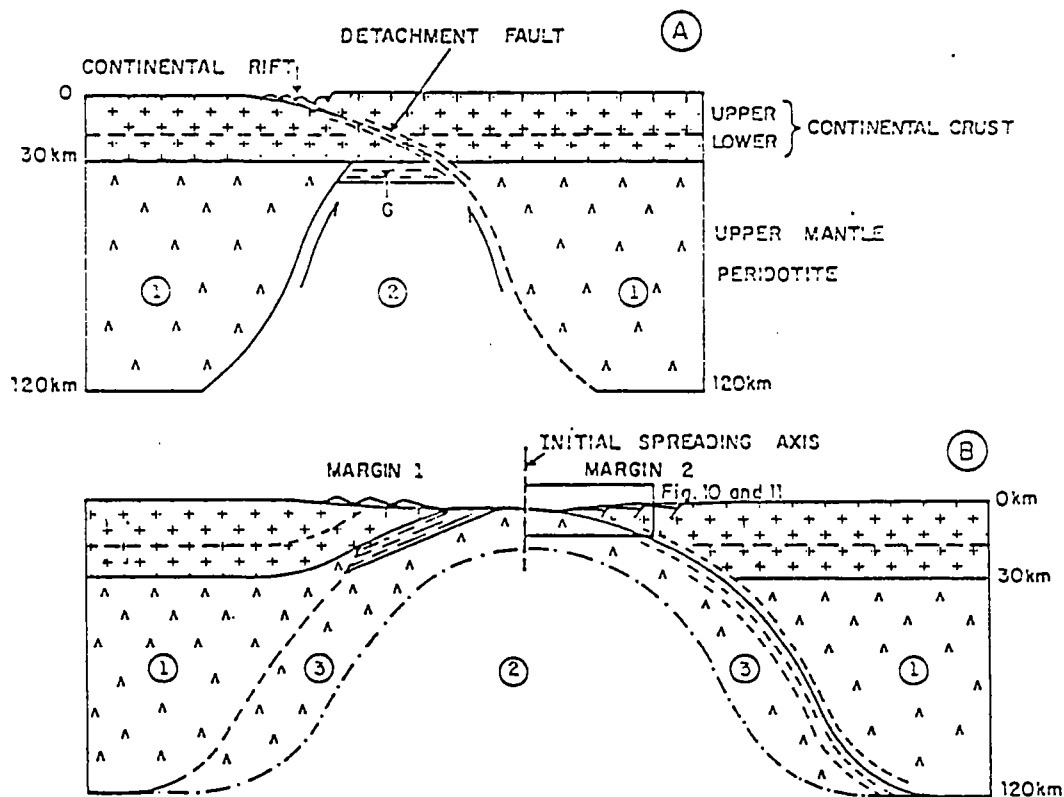


Figure II.19: *Modèle polyphasé de Boillot et AL (1988). A) Développement d'un diapir asthénosphérique. B) Fonctionnement d'une faille de faible pendage s'enracinant au toit du diapir.*

deux domaines sont reliés par une zone déformée en cisaillement simple horizontal d'intensité variable selon la position.

4.5. Décollement sur l'interface fragile/ductile.

Barbier, Duvergé et Le Pichon (1986) et Le Pichon et Barbier (1987) proposent un modèle de faille à faible pendage (fig.II.17) pour expliquer la formation de la marge Nord Gascogne. Selon ces auteurs, un décollement s'initie au niveau de la transition fragile/ductile intracrustale, lieu le plus résistant de la croûte. Ce décollement se redresse en se propageant et provoque la formation de failles ayant un jeu antithétique de celui-ci et qui délimitent des blocs basculés dans la croûte fragile. Le manteau et la croûte inférieure s'amincissent sous les blocs basculés impliquant un niveau de découplage à l'interface fragile ductile. Une fois l'accrétion océanique réalisée, les deux marges sont dissymétriques.

4.6. Faille normale à faible pendage puis rupture symétrique.

En se basant sur la dissymétrie des marges stables de part et d'autre de l'Atlantique Nord, Malod (1985) propose un modèle en deux phases (Fig II.18). Au cours de la première phase, la lithosphère est affectée par une faille normale à faible pendage. En surface, se forment des failles synthétiques qui délimitent des blocs basculés. Le jeu de la faille de faible pendage entraîne en profondeur la remontée d'un dôme asthénosphérique décalé par rapport au bassin. C'est au niveau de ce dôme que la lithosphère est la plus faible et qu'elle se rompt entraînant ainsi la formation de deux marges asymétriques.

4.7. Faille de faible pendage, diapir et dénudation du manteau.

Boillot et al (1986), afin d'expliquer la présence d'une ride de péridotites affectée par des zones de cisaillements en faille normale de faible pendage au pied de la marge de Galice, appliquent le modèle de Wernicke. Le pendage de la faille proposé par Boillot et al est plus fort que celui proposé par Wernicke, les effets profonds et superficiels se superposent partiellement. Cependant, la présence d'une fusion partielle des péridotites à des températures comprises entre 1200°C et 1000°C pour des pressions inférieures à 10Kbar, associée à une déformation mylonitique réalisée à une température estimée entre 1000°C et 850°C, conduit Boillot et al (1988) à proposer un modèle polyphasé (fig. II.19).

Dans un premier temps, un diapir asthénosphérique intrude la lithosphère. La croûte s'étire ensuite le long d'une faille à faible pendage s'enracinant sur le bord du diapir. Les failles normales délimitant les blocs basculés qui forment la marge de Galice seraient tardives. Elles affecteraient le Moho. L'absence des produits de fusion issus du diapir est expliqué par le jeu de la faille normale. Leur présence est envisagée sur la marge opposée.

4.8. Conclusion

Ces modèles ne tiennent pas compte de la mécanique imposée par la rhéologie de la lithosphère. Ils mettent cependant en avant deux points importants:

- le décalage spatial possible entre les effets de surface et les effets profonds,
- le rôle des structures préexistantes dans la localisation des bassins.

5. Conclusions et Problèmes.

Ces modèles de rifting proposés dans la littérature ne répondent que de façon parcellaire aux problèmes posés, sans prendre en compte à la fois les données géophysiques et géologiques ainsi que les contraintes imposées par la mécanique de la lithosphère.

-Origine des forces responsables du rifting: Ces forces peuvent avoir une origine locale (rifting pour lequel l'asthénosphère a un rôle actif et qui résulte d'un déséquilibre de masses entre lithosphère et asthénosphère) ou être générées aux limites de plaques (rifting dans lequel l'asthénosphère présente sous le rift a un rôle passif et qui résulte des tractions au niveau des zones de subduction ou des cisaillement résultant de la convection).

Les données géophysiques sont compatibles avec la présence d'un dôme asthénosphérique en contact avec la croûte à l'aplomb des rifts, les données géologiques imposent un écartement des bordures du rift. Anomalie gravitaire et striction de la lithosphère cohabitent donc. Le problème de l'antériorité de ces phénomènes reste posé.

-Géométrie des déformations, relation entre déformation profonde et déformation superficielle: L'accès direct aux structures profondes étant impossible dans le cas du rifting, les relations entre déformations profondes et superficielles sont mal établies. Des considérations mécaniques indiquent que les failles s'initient avec un pendage de 60° en surface et de 45° au voisinage de la transition fragile ductile. Ce pendage diminue avec l'augmentation de la déformation.

De nombreux auteurs ont proposé des modèles dans lesquels l'extension en surface est transférée latéralement en profondeur par une faille de très faible pendage. Diverses natures ont été proposées pour ce décollement:

- faille plate traversant la lithosphère
- rejeu d'une ancienne structure compressive
- cisaillement horizontal dans la croûte inférieure ductile
- décollement au niveau de l'interface fragile/ductile.

-Problèmes: Les problèmes liés au champ de déformation, à ses évolutions et à ses liens avec la rhéologie lithosphérique n'ont pas été étudiés:

-Champ de déformation:

Quel est le champ de déformation associé au rifting ?

Quelle est la signification de l'asymétrie des rifts ?

Les blocs basculés des rifts témoignent-ils d'un cisaillement à leur base comme l'ont démontré Faugère (1985), et Faugère et Brun (1984) pour les association de blocs basculés de type marge ?

En suivant Brun et al (1985), sur quelle interface s'enracinent ces blocs basculés ?

Quelles sont les relations entre les déformations des différentes couches lithosphériques ?

-Rhéologie:

Quels paramètres rhéologiques contrôlent le développement du rifting ?

Dans quelle mesure le paramètre "structuration anté rift" influence-t-il le champ de déformation ?

Nous allons tenter de résoudre ces problèmes par la méthode de la tectonique expérimentale décrite au chapitre suivant.

III. BUTS ET METHODES DE LA TECTONIQUE EXPERIMENTALE.

1. Introduction.

Le problème que nous avons à résoudre est un problème de mécanique appliquée à la lithosphère. La méthode que nous allons employer devra tenir compte, dans la mesure du possible, à la fois des données de la géologie, des informations de la géophysique et des contraintes imposées par les modèles rhéologiques de la lithosphère. Cette méthode devra fournir des données exploitables en terme de champ de déformation, d'évolution de ce champ de déformation en fonction du temps, des paramètres rhéologiques et de leurs variations. La tectonique expérimentale permet de résoudre ce type de problème.

2. Définition.

La tectonique expérimentale permet d'étudier les relations entre le champ de déformation, la rhéologie et les conditions aux limites des systèmes mécaniques terrestres (Davy, 1986). Son but n'est donc pas de reproduire les structures terrestres mais elle est un outil pour comprendre la mécanique de la lithosphère.

Sur une maquette, construite de sorte à être l'analogue du système terrestre étudié, sont appliquées un ensemble de conditions aux limites (champ de contrainte et champ de vitesse) représentatif à l'échelle de la maquette de conditions aux limites susceptibles d'exister dans la nature. Une telle approche, qui nécessite le dimensionnement de la maquette et des conditions aux limites par rapport au modèle naturel, permet de visualiser en trois dimensions le champ de déformation, son évolution et d'étudier ses causes mécaniques.

La tectonique expérimentale en extension s'est faite à deux échelles: à l'échelle de la croûte ou d'une partie de celle-ci et à l'échelle de la lithosphère dans son ensemble.

2.1 Modèle représentatif de la croûte.

E. Cloos (1968) montre la ressemblance entre les structures extensives de la Gulf Coast (U.S.A) et des structures obtenues expérimentalement. Dans de l'argile, milieu non dimensionné par rapport au modèle de la croûte cassante (cf. III.3.1), et dans du sable, il obtient des rifts asymétriques en appliquant une extension localisée sous les maquettes. Il réalise une expérience d'écoulement gravitaire d'une maquette bicouche argile sur paraffine (non dimensionnée). Il constate la

similitude des structures de la maquette et de la Gulf Coast et propose donc une origine gravitaire pour ces dernières.

Toujours dans de l'argile, Elmohandes (1981) reproduit l'allure du système transformant Bresse-Rhin. Les modèles suivants ont été réalisés en tenant compte des problèmes de dimensionnement et de conditions aux limites. Faugère (1984) et Faugère et Brun (1984) montrent qu'une maquette bicouche sable/silicone est représentative de la rhéologie de la croûte et montrent que dans un tel système soumis à un gradient d'extension sur toute sa base, la vergence des failles est synthétique du cisaillement ductile en profondeur. Faugère et al (1986), en appliquant une extension ponctuelle asymétrique (DVB, cf IV.5) à la base d'une maquette en sable représentative de la croûte superficielle, montrent que se développe, au dessus de l'extension imposée, un bassin qui devient asymétrique quand l'extension augmente. Ces auteurs étudient aussi le pull-apart et montrent dans leur maquette l'antériorité des structures extensives sur les structures décrochantes.

Vendeville (1987) étudie les champs de failles liés à la tectonique extensive en se limitant à la croûte superficielle. Il utilise un assemblage sable/silicone dans lequel la silicone représente des niveaux à faible résistance ductile comme des niveaux de sel ou d'argiles sous-compactées. Il montre l'effet de la sédimentation syntectonique sur la formation de failles listriques. Il montre qu'en cas de réactivation d'une structure de socle sous une couverture ayant à la base une couche ductile, les effets superficiels (diapirs et bassins) sont décalés par rapport à la cause profonde.

2.2 Modèles représentatifs de la lithosphère

Vendeville et al (1987) ont réalisés des modèles de rifts passifs à l'échelle de la lithosphère. Les maquettes, dimensionnées par rapport à la lithosphère, sont constituées de miel pour représenter l'asthénosphère de silicone de résistances variées pour représenter le manteau supérieur ductile et la croûte inférieure ductile et de sable pour représenter la partie fragile de la croûte. Ces maquettes sont soumises à une extension imposée par le déplacement d'un mur mobile ou bien fluent sous leur propre poids. Dans ces expériences se développent un ou deux rifts dans lesquels se concentre toute la déformation.

D'autres auteurs testent l'effet d'une inversion de contraste de densité entre lithosphère et asthénosphère et modélisent donc le rifting actif. Ramberg (1971) montre sur des expériences en centrifugeuse que le rifting est plus le fait de l'extension que de la flexure des couches superficielles. Ces modèles ne prennent pas en compte les structures superficielles cassantes des rifts et donc Mullugetta (1985) analyse les relations entre le rift en surface et le diapir en profondeur. Il montre qu'aucune structure extensive ne peut se former à l'aplomb du diapir si les bords du modèles sont confinés. Si la partie cassante de la maquette est libre, il obtient un graben qu'il interprète comme l'effet combiné d'une flexure de la couche et de l'extension.

3. Le problème expérimental.

Les auteurs travaillant sur des assemblages dimensionnés en sable ou en sable/silicone ont déjà exploré quelques conditions aux limites (gradient d'extension à la base d'un système sable/silicone, extension ponctuelle sur un système en sable) mais n'ont jamais étudié l'extension localisée d'un système crustal ou lithosphérique. Nous étudions donc les réactions d'assemblages mécaniquement analogues de la croûte et de la lithosphère soumis à une telle extension. Une étude expérimentale nécessite de définir un modèle de comportement du système étudié, de lui appliquer les lois du dimensionnement afin de déterminer les matériaux à utiliser et d'étudier les conditions aux limites susceptibles de provoquer une extension localisée dans celle-ci.

4. Rhéologie de la lithosphère.

Le but de ce paragraphe est de définir le comportement rhéologique moyen de la lithosphère. Cette étude bibliographique résume les résultats de Faugère (1985), Davy (1986) Davy et Cobbold (1988) qui ont calculé des profils de résistance au cisaillement de la lithosphère et appliqué les résultats au dimensionnement de maquettes représentatives de l'amincissement crustal (Faugère, 1985) et de l'épaississement lithosphérique (Davy, 1986; Balé, 1986).

Les observations de terrain montrent que les roches crustales se déforment de façon cassante en surface et que cette déformation passe progressivement à une déformation ductile en profondeur. Les études de déformation expérimentale des roches (Carter, 1976; Kirby, 1983, 1985; Goetze, 1978; Evans et Goetze, 1979; Byerlee, 1978) ont permis de

définir des lois de comportement pour ces matériaux. Une extrapolation des résultats expérimentaux aux conditions naturelles, permet de calculer les profils de résistance au cisaillement de la lithosphère.

4.1 Le comportement fragile.

Plusieurs lois décrivent la résistance des matériaux naturel à la fracture. Byerlee (1978) propose, d'après une étude expérimentale sur des échantillons naturels, des valeurs pour des paramètres d'une loi de type Mohr-Coulomb.

$$\tau = \tau^0 + \sigma_n \cdot \text{Tg}(\Phi) \text{ (critère de Mohr-Coulomb)}$$

$$\tau = 0,85 \cdot (\sigma_n - P_f) \text{ si } 30 < (\sigma_n - P_f) < 200 \text{ MPa}$$

$$\tau = 0,6 + 0,6 \cdot (\sigma_n - P_f) \text{ si } (\sigma_n - P_f) > 200 \text{ MPa}$$

Avec:

τ : Contrainte cisailante nécessaire au jeu de la faille.

τ^0 : cohésion.

σ_n : contrainte normale au plan de faille.

Φ : angle de frottement interne caractéristique du matériau.

P_f : pression fluide.

Dans un tel modèle,

-la résistance au cisaillement d'une roche au comportement fragile est indépendante du taux de déformation;

-l'angle de frottement interne des roches est compris entre 40° ($(\sigma_n - P_f) < 200 \text{ MPa}$) et 30° ($(\sigma_n - P_f) > 200 \text{ MPa}$);

-l'angle entre les failles et la contrainte principale majeure est compris entre 25° et 30° (d'après les équations de Mohr-Coulomb);

- σ_1 étant vertical en extension, le pendage d'une faille normale est compris entre 60° et 65° ;

-avec la profondeur, la résistance des roches augmente de façon linéaire avec l'augmentation de la contrainte principale ($\sigma_1 = \rho \cdot g \cdot h$).

-la déformation fragile nécessite un déviateur de contrainte minimal pour être activée;

-en surface la cohésion est nulle, en profondeur elle est négligeable par rapport aux contraintes développées.

D'autres lois sont proposées comme la loi de Sibson (1974):

$$(\sigma_1 - \sigma_3) > \beta \cdot \rho \cdot g \cdot z \cdot (1 - L)$$

avec:

σ_1 et σ_3 : contraintes principales maximales et minimales.

ρ : densité du matériau.

g : gravité.

z : profondeur.

L : rapport entre la pression fluide et la pression lithostatique.

β : paramètre dépendant du type de faille. Sa valeur est de 3, 1.2, 0.73 pour respectivement les chevauchements, les décrochements et les failles normales.

Cette loi appliquée à l'extension donne des valeurs de résistance supérieures aux résistances prévues par la loi de Byerlee. Elle reste cependant une loi linéaire et croissante en fonction de la profondeur et indépendante de la température.

La caractéristique essentielle de la déformation fragile est d'être localisée. La roche conserve la mémoire de cette déformation et chaque faille constitue une zone de faiblesse dans laquelle la déformation suivante va pouvoir éventuellement se concentrer selon l'orientation du champ de contrainte. Dans les zones superficielles, ce phénomène est couramment démontré sur les miroirs de failles portant plusieurs familles de stries orientées différemment. Sous de fortes pressions, les lois régissant le comportement fragile sont mal connues, il n'est pas évident qu'une zone de fracture constitue du fait de la pression une zone de faiblesse.

4.2 Le comportement ductile.

Les études expérimentales conduites par les auteurs cités plus haut, montrent que le comportement ductile de la plupart des roches suit dans les conditions expérimentales une loi de type Weertmann (Fig. III.1).

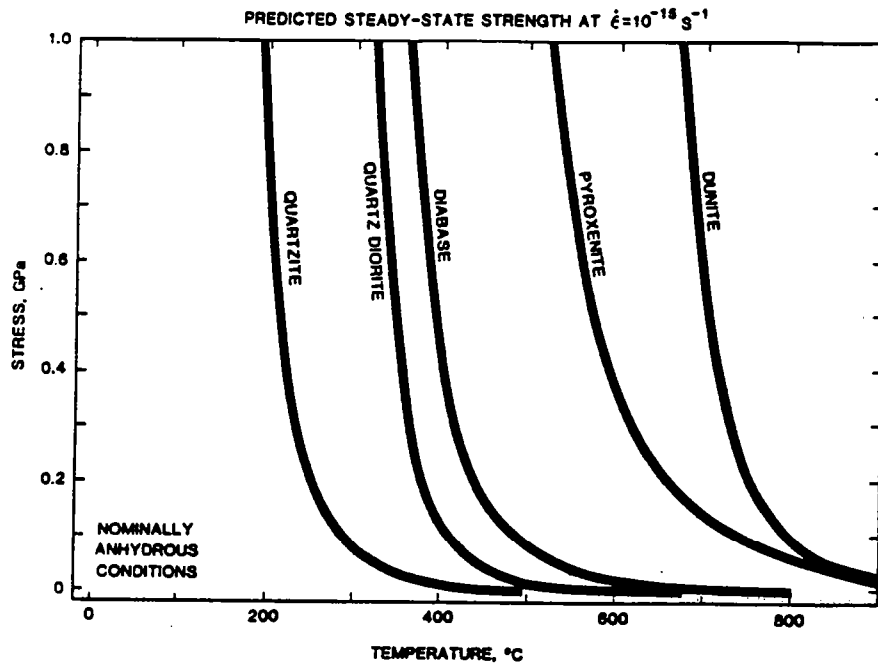


Figure III.1: Relation contrainte-température pour différents types de matériaux lithosphériques (Kirby, 1985).

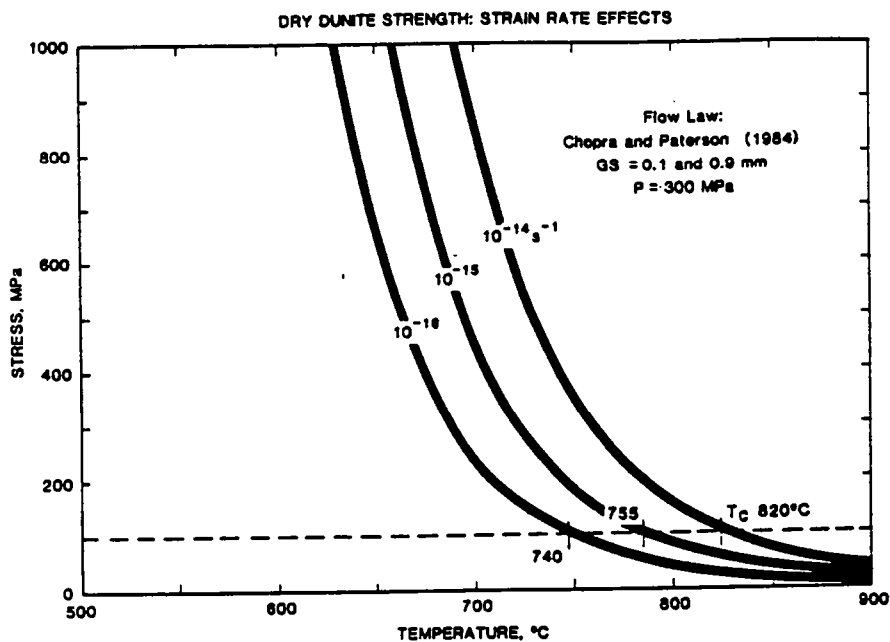


Figure III.2: Effet du taux de déformation sur la relation contrainte-température pour l'olivine (Kirby, 1985).

$$\dot{\epsilon} = A * (\sigma_1 - \sigma_3)^n * \exp((-Q/(R*T)))$$

Avec:

$\dot{\epsilon}$: vitesse de déformation.

R: constante des gaz parfaits.

T: température en °K.

A et n: constantes dépendant du matériau.

Pour un tel modèle:

- une diminution de la vitesse de déformation entraîne une chute du déviateur de contrainte à température constante (fig. III.2)
- une augmentation de la température entraîne une chute du déviateur de contrainte pour une vitesse de déformation constante.

Le comportement ductile dépend donc de la température, de la vitesse de déformation, de la nature des roches et est indépendant de la pression. Pour appliquer ce résultat à la lithosphère, il faut connaître les taux de déformations géologiques, estimer le profil de température de la lithosphère ainsi que la nature des roches en profondeur.

La déformation ductile, contrairement à la déformation fragile, est une déformation homogène. Elle est activée quelque soit le déviateur de contrainte.

4.3 Transition de comportement.

Une roche étant soumise à un déviateur de contrainte, deux cas peuvent se présenter concernant son mode de déformation:

- le déviateur de contrainte est inférieur au seuil de déformation fragile, la roche se déforme alors de façon ductile, ou
 - le déviateur atteint le seuil de la rupture, la roche se fracture donc.
- Dans ce cas, la roche ayant été soumise à un déviateur de contrainte, elle s'est déformée de façon ductile au taux de déformation ductile associé à ce déviateur dans les conditions de chimisme, de température auxquelles elle a été soumise. Les deux types de déformations cohabitent donc. L'expression la plus évidente de la

déformation sera fragile si le taux de déformation est fort, les deux modes de déformation encaisseront une quantité de déformation voisine si les deux types de résistance sont du même ordre de grandeur.

Les variations des paramètres physiques et chimiques peuvent donc entraîner des modifications du comportement dominant dans une roche. Deux transitions majeures sont admises:

- une transition fragile/ductile intracrustale
- une transition au Moho.

4.3.1 Transition intracrustale.

Les calculs montrent (Faugère, 1985; Ranalli, 1987; Carter et Tsenn, 1987; Kuznir et Park, 1984, 1987) que dans une croûte se produit une transition d'un comportement fragile vers un comportement ductile, quand le gradient de température dépasse $10^{\circ}/\text{km}$. Ce passage, qui constitue la zone la plus résistante de la croûte, s'effectue dans le tiers inférieur de la croûte pour un gradient de $20^{\circ}/\text{km}$. Cette transition est progressive. Ce comportement intermédiaire entre un comportement ductile et un comportement fragile est défini par Kirby (1983) comme semi-fragile. Les expériences montrent (Kirby, 1983) que la résistance au cisaillement associée à un tel comportement augmente avec la pression mais moins vite que pour un comportement fragile.

4.3.2 Transition au Moho.

La transition croûte/manteau est une transition pétrographique. On considère généralement que la croûte a une composition moyenne acide et que le manteau a une composition de roche riche en olivine. Les roches basiques ont une résistance ductile toujours très supérieure à la résistance ductile des roches acides. Le Moho constitue donc une limite entre un milieu très résistant et un milieu très peu résistant.

Selon le profil de température, le comportement du manteau supérieur peut être fragile ou ductile. Si le manteau supérieur est cassant, le Moho constitue une transition ductile/fragile. Si le manteau supérieur est ductile, le Moho constitue une transition ductile/ductile. Dans le premier cas, l'augmentation de la température avec la profondeur impose la présence dans le manteau d'une nouvelle transition fragile/ductile.

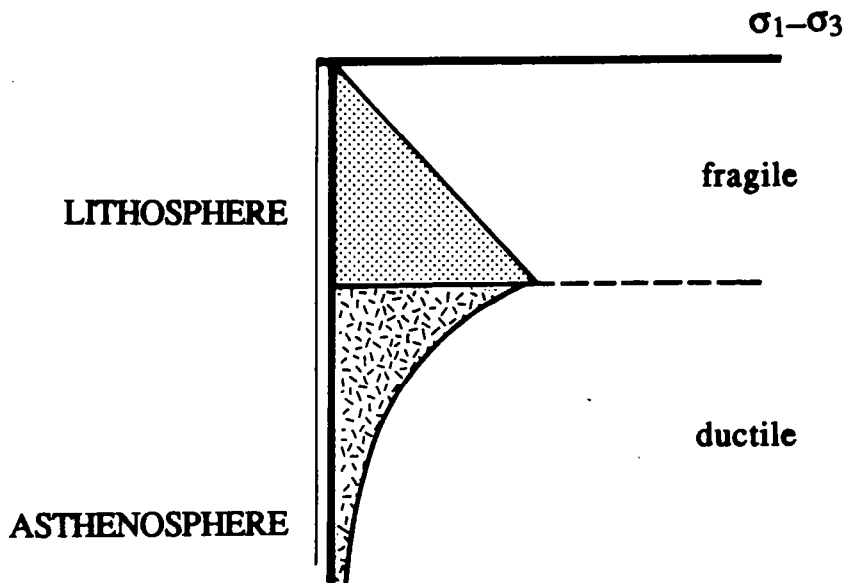


Figure III.3: Profil de résistance au cisaillement d'une lithosphère océanique (rhéologie d'olivine).

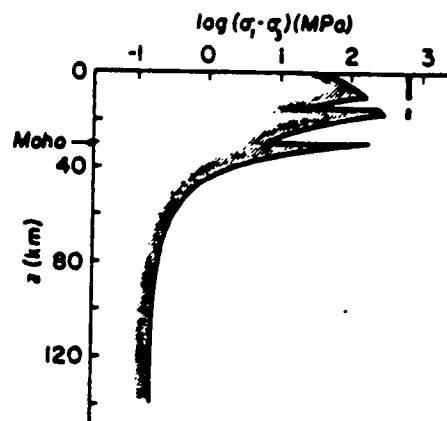


Figure III.5: Profil de résistance au cisaillement d'une lithosphère ayant une croûte pétrographiquement litée et un fort gradient géothermique (Ranalli, 1987).

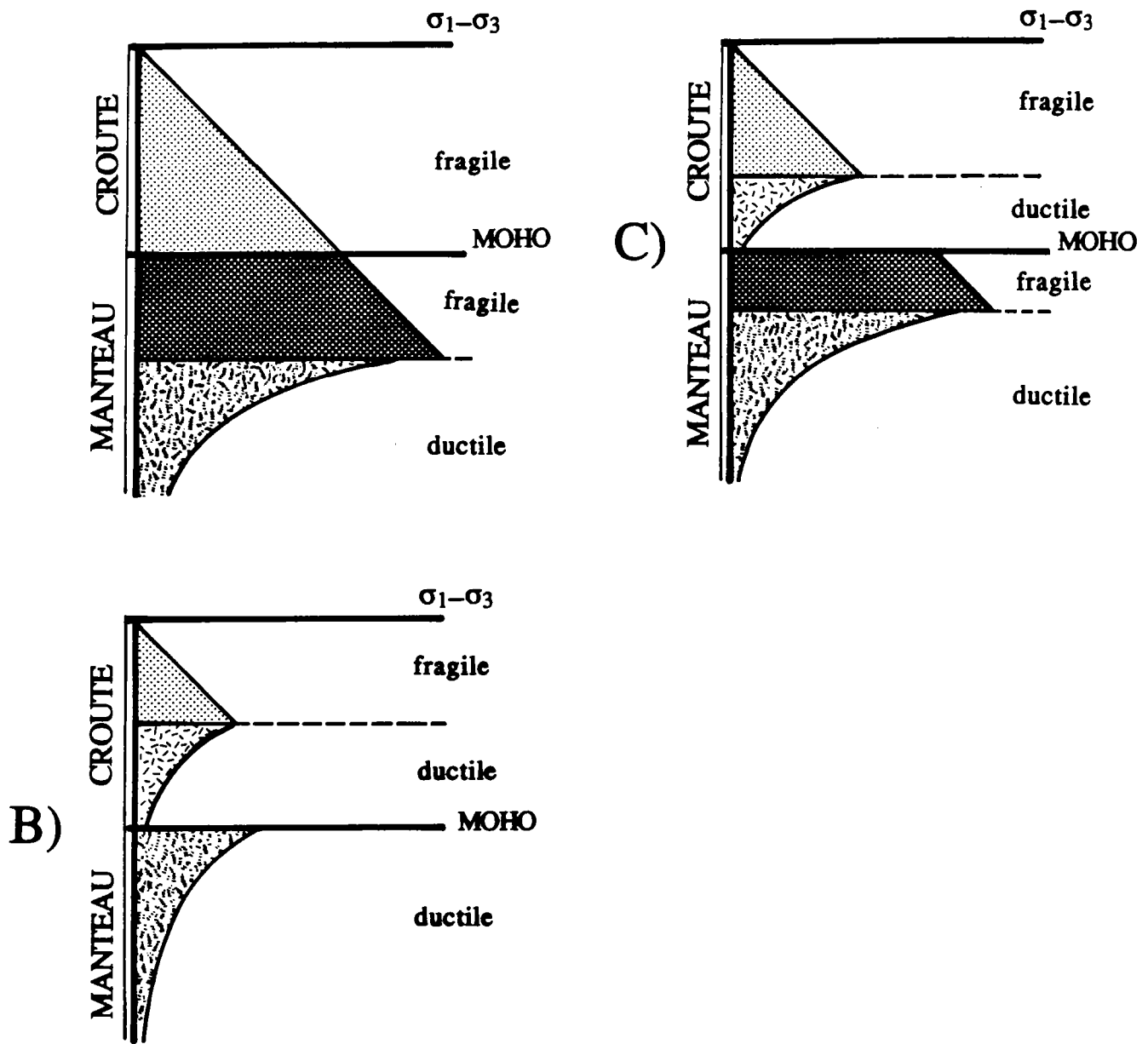


Figure III.4 Profil de résistance au cisaillement d'une lithosphère continentale A) froide B) intermédiaire C) chaude.

4.3.3 Profil de résistance au cisaillement de la lithosphère:

Une extrapolation des lois expérimentales aux conditions naturelles, permet de définir des profils de résistance au cisaillement pour la lithosphère. Deux paramètres principaux influent sur ces profils: la variation de chimisme des roches et l'évolution du profil de température. Pour Davy et Cobbold (1988) le paramètre thermique est le plus important, le taux de déformation étant compris entre 10^{-14} s^{-1} et 10^{-16} s^{-1} . Quatre types principaux de lithosphère sont définis par Davy (1986), Ranalli et Murphy (1987) (fig.III.3., III.4):

-Lithosphère océanique: les lois de l'olivine sont appliquées à la rhéologie océanique. Cette lithosphère est bicouche: une couche d'olivine surmontant une couche ductile.

-Lithosphère continentale: la croûte est généralement divisée en deux parties superposées: la croûte supérieure suit une loi de roche acide type granite ou quartzite, la croûte inférieure suit une loi de diabase. Le manteau suit les lois de l'olivine. Les trois types de lithosphère dépendent du type de gradient de température:

+Si le gradient thermique est faible ($1-10^\circ/\text{km}$): la croûte est entièrement cassante de même que la partie supérieure du manteau. La partie inférieure de la lithosphère se comporte de façon ductile.

+Si le gradient thermique est intermédiaire ($10-20^\circ/\text{km}$): la couche est fragile/ductile de même que le manteau.

+Si le gradient thermique est fort ($20-30^\circ/\text{km}$): la couche est bicouche fragile/ductile. l'épaisseur de la couche fragile est inférieure à l'épaisseur de la couche fragile estimée pour le gradient intermédiaire. Le manteau est entièrement ductile. Le manteau supérieur est plus résistant que la croûte inférieure.

- Pour certaines compositions et à certains taux, il peut exister dans la croûte deux transitions fragile/ductile pour de forts gradients thermiques dans une croûte de chimisme acide dans sa partie supérieure et intermédiaire dans sa partie inférieure, (Ranalli et Murphy, 1987) (fig.III.5).

Il faut noter cependant que ces profils sont réalisés à des taux de déformation constants sur toute l'épaisseur de la lithosphère et à l'équilibre thermique de la lithosphère. Ils ne tiennent pas compte des

conditions locales pouvant modifier les paramètres physiques (faiblesse engendrée par une faille préexistante qui favorisera le comportement fragile, faiblesse engendrée par une anomalie thermique positive qui favorisera le comportement ductile) où les conditions aux limites (modification locale du taux de déformation pouvant modifier les comportements).

5. Dimensionnement et matériaux.

Nous nous proposons d'appliquer sur des maquettes, que l'on peut décrire par un ensemble de paramètres physiques (épaisseur, viscosité etc...), un ensemble de forces et de déplacements susceptibles de créer un champ de déformation. Afin de pouvoir appliquer nos conclusions au cas de la lithosphère terrestre dans son ensemble, ou à une partie de celle-ci, il faut dimensionner les paramètres de la maquette afin de la rendre la plus homothétique possible du modèle naturel. Deux types de problèmes s'opposent à une homothétie idéale:

+Le choix du modèle naturel et la simplification induite par le passage de la nature au modèle naturel. Les lois décrivant la rhéologie, la thermique, les conditions aux limites dans la lithosphère ne sont que des modèles qui ne sont pas cernés avec certitude (passage des taux de déformation expérimentale, aux taux de déformation naturelle)

+Le passage du modèle naturel choisi à la maquette est lui aussi simplificateur. Pour des raisons techniques, il est impossible de prendre en compte tous les paramètres décrivant le milieu naturel et son évolution, surtout ceux liés aux effets thermiques.

La théorie des similitudes a été appliquée aux sciences de la terre par Hubbert (1937) et Ramberg (1981) et développée par Davy (1986). Le respect de deux conditions principales est imposé:

-Conservation dans la maquette du rapport entre la contrainte déviatorique et les forces de gravité prévues par le modèle naturel. Le rapport entre la contrainte déviatorique nécessaire à déformer le modèle et le poids du modèle devra être égal au rapport entre la contrainte déviatorique nécessaire à déformer la lithosphère et le poids de la lithosphère. On pourra donc être conduit à travailler en centrifugeuse si les matériaux du modèle sont trop résistants par rapport à leur poids.

-Homothétie des profils de résistance aux cisaillements entre la maquette et les modèles naturels. Ceci impose donc le respect des comportements rhéologiques, des épaisseurs relatives et des résistances relatives entre les différentes couches.

Le respect de ces deux conditions impose le choix des matériaux.

Pour représenter les parties fragiles de la maquette, le matériau utilisé devra:

- réagir aux déformations par la formation de failles
- avoir une cohésion négligeable par rapport aux contraintes développées dans la maquette
- avoir un angle de frottement interne de 30° pour que les failles s'y développent à 30° de la contrainte principale.

Pour représenter les parties ductiles de la maquette, le matériau utilisé devra:

- se comporter de façon ductile
- ne pas localiser la déformation
- avoir une densité voisine du matériau utilisé pour les parties fragiles.

Pour des expériences en gravité terrestre, le choix s'est tourné vers des assemblages en sable et silicones comme pour les expériences réalisées par Faugère (1984), Davy (1986), Balé (1986), Vendeville (1987), Ballard et al (1987), Vendeville et al (1987).

Le sable de Fontainebleau est un matériau coulombien qui a une cohésion négligeable et un angle de frottement interne voisin de 30° . C'est donc, par rapport aux lois de Byerlee (cf III 3.1.), un bon analogue du milieu fragile naturel. L'homothétie rhéologique est parfaitement respectée.

La silicone (gomme 70009-Rhône Poulenc) est employée comme analogue des roches ductiles de la lithosphère. C'est un matériau newtonien d'une viscosité de l'ordre de 5.10^4 Pa.s . Contrairement au modèle naturel, l'exposant à la contrainte est ici égal à 1. Sa résistance varie donc linéairement avec le taux de déformation. Pour des raisons techniques, il n'est pas possible de faire varier la résistance de la silicone en fonction de la profondeur comme dans les modèles naturels. On

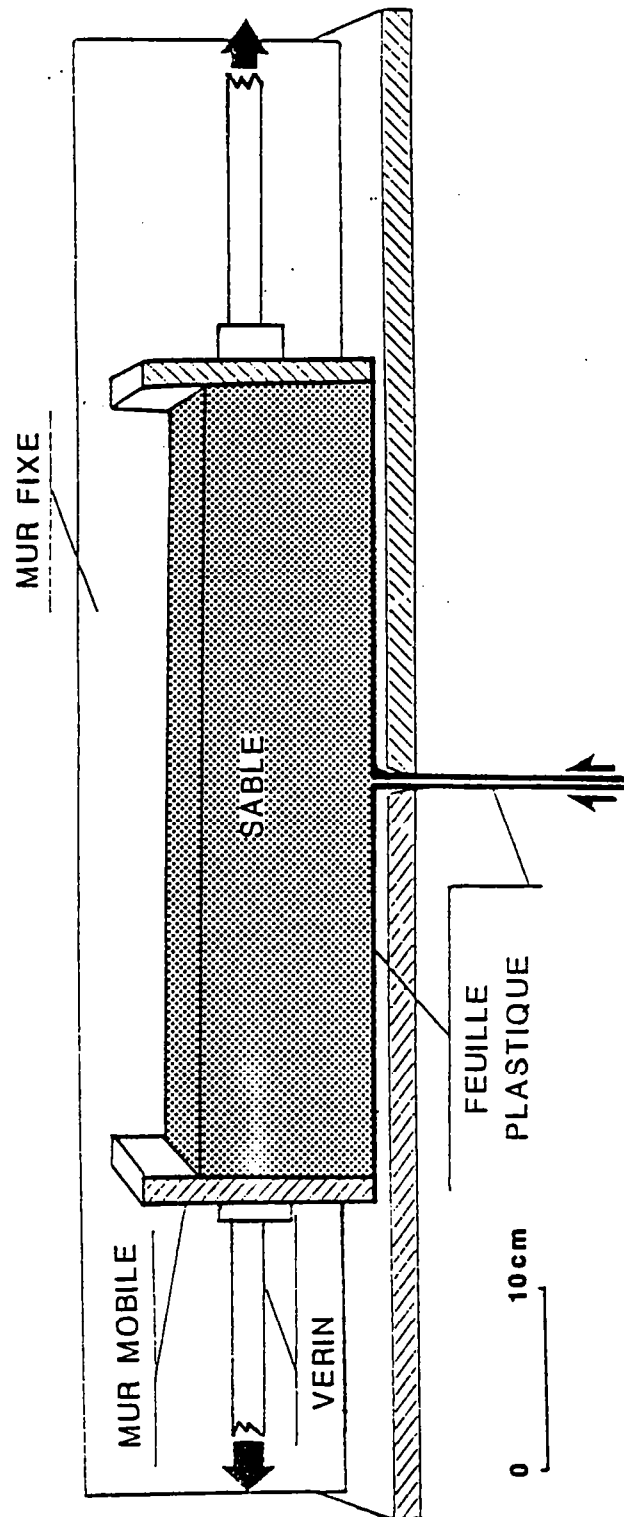


Figure III.6: Appareillage expérimental.

s'attache donc à conserver la résistance moyenne dimensionnée dans la maquette.

On peut donc calculer des profils de résistance au cisaillement pour chaque maquette en fonction de ses dimensions, des épaisseurs des différentes couches et de la vitesse imposée au système. Par exemple, pour une maquette représentative de la croûte de 40cm de long, constituée d'une couche de 5cm d'épaisseur de sable surmontant une couche de 3cm d'épaisseur de silicone, étirée à 10cm/h:

La résistance du sable varie linéairement avec la profondeur:

$$\begin{aligned}\sigma_1 - \sigma_3 &= (2/3) * \rho * g * h \text{ (d'après Faugère, 1985)} \\ &= (2/3) * 1.4 * 10^3 * 10 * 5 * 10^{-2} \\ &= 500 \text{ Pa (à l'interface fragile/ductile)}\end{aligned}$$

La résistance de la silicone est de:

$$\text{taux de déformation: } \dot{\epsilon} = 1/L * dL/dt = 1/4 * 1/3600 = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

$$\text{la résistance: } \sigma_1 - \sigma_3 = \mu * \dot{\epsilon} = (5.10^4) * (10^{-4}) = 5 \text{ Pa}$$

avec: $\dot{\epsilon}$: taux de déformation

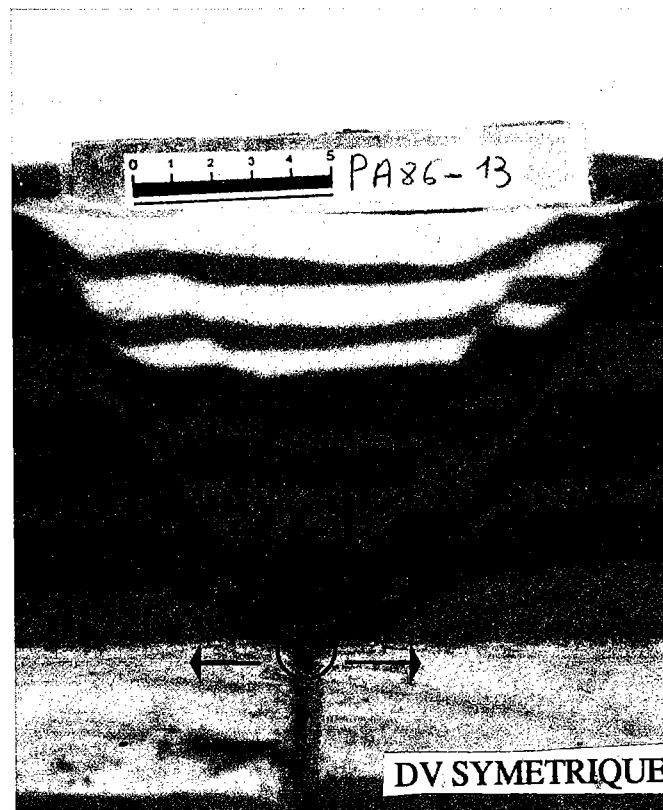
μ : viscosité de la silicone.

La résistance ductile est fonction du taux de déformation, ce taux est ici moyenné sur toute la maquette. Cependant du fait des conditions aux limites de la formation et de l'évolution de structures dans la couche fragile, le profil de résistance au cisaillement peut être variable spatialement et temporellement au cours de l'expérience (cf Ch. IV).

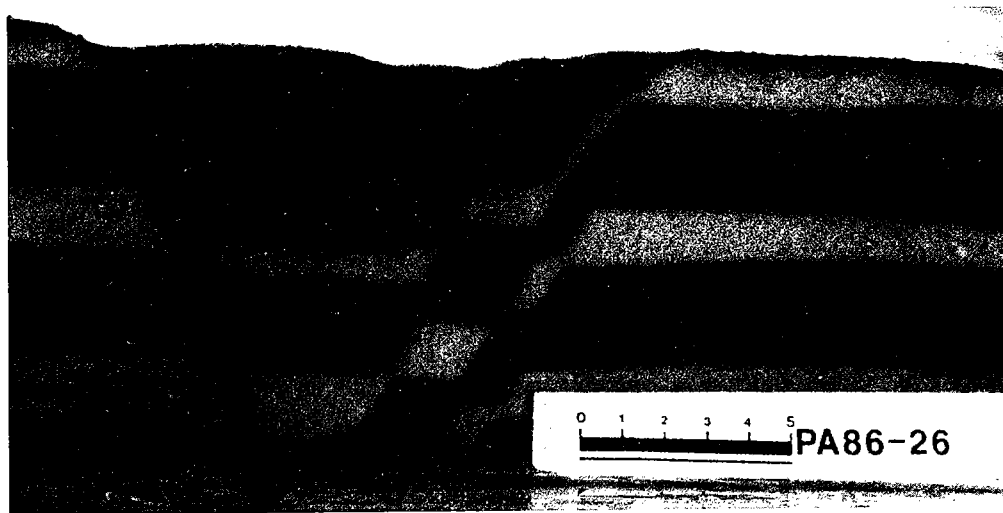
6. Discontinuités de vitesse.

6.1. Définition

Afin de générer une striction dans les maquettes, une extension localisée est appliquée à la base de celles-ci dans le cas d'expériences d'échelle crustale, ou bien latéralement dans le cas d'expériences à l'échelle lithosphérique. Ceci peut être réalisé dans des boîtes expérimentales de conception simple. La signification géologique de ces extensions localisées sera discutée dans le dernier chapitre.



A)



B)

DV ASYMETRIQUE

Figure III.7: Coupes des expériences. A) expérience symétrique. B) expérience asymétrique.

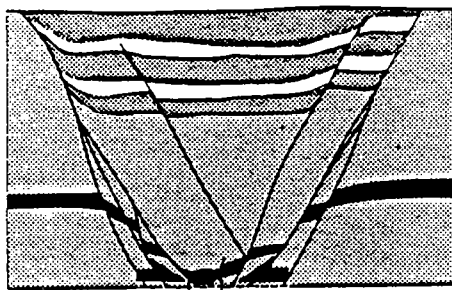
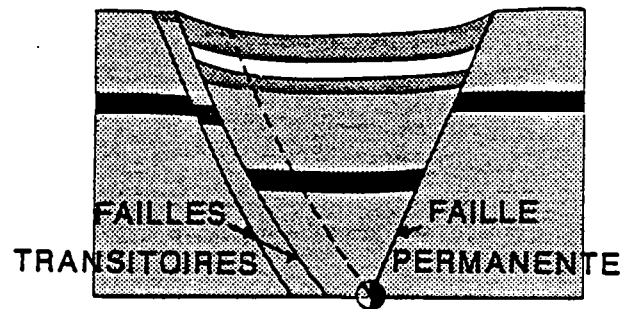
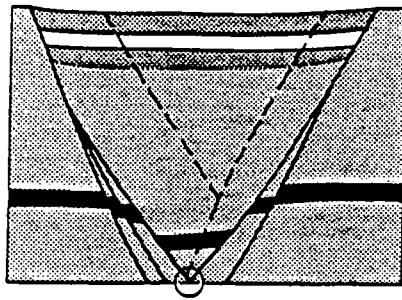
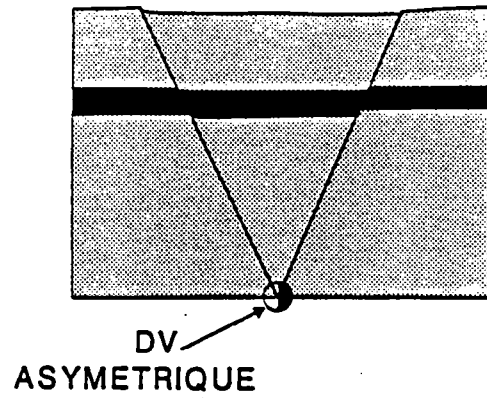
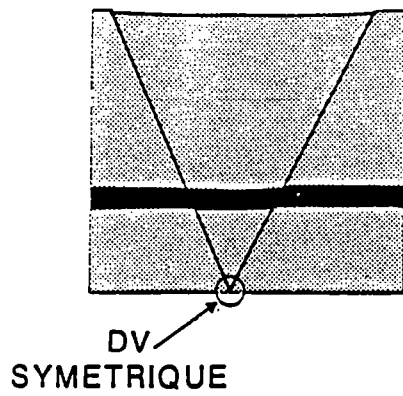
La boîte expérimentale (fig. III.6) est constituée de deux murs latéraux fixes espacés de 30cm et de deux murs mobiles écartés initialement de 40cm. La base du modèle repose sur deux tapis dont une des extrémités glisse librement dans une fente située à mi distance des murs mobiles, parallèlement à ceux-ci. Dans cette boîte, un seul tapis ou les deux peuvent être mobiles. Le fond de la maquette étant solidaire de la boîte expérimentale, lorsque l'appareillage est en fonction, ce fond de maquette est animé de deux vitesses différentes égales aux vitesses du tapis. La ligne où changent ces vitesses (émergence de tapis) est une discontinuité de vitesse (DV). Ceci permet de faire une étude uniquement bidimensionnelle, parallèlement aux vitesses. Une étude tridimensionnelle serait nécessaire dans le cas de vitesses obliques sur la ligne de DV et donc de décrochement par rapport à cette ligne.

6.2. Caractéristique d'une discontinuité de vitesse: symétrie et asymétrie.

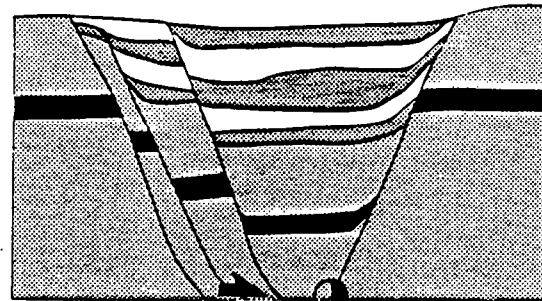
Cette propriété fondamentale des DV est illustrée par des expériences en sable. Dans la boîte expérimentale sont déposées des couches horizontales de sable coloré afin de visualiser le champ de déformation. Au cours de l'expérience, des photos de surface sont prises régulièrement et les bassins qui se forment sont remplis à intervalles réguliers de temps de couches de sable à surface horizontale. A la fin de l'expérience, le sable est humidifié, ce qui permet la réalisation dans le modèle de coupes verticales parallèles au déplacement. Deux expériences sont réalisées. Une expérience pour laquelle un seul tapis se déroule (DV asymétrique) et une expérience pour laquelle les deux tapis se déroulent simultanément à des vitesses opposées de même norme (DV symétrique).

6.2.1. Expérience à DV asymétrique.

Les photos de surface montrent qu'au bout de 5% d'extension environ, se développent deux failles conjuguées délimitant un bassin centré au dessus de la DV. Quand l'extension progresse, la faille située du côté mobile est entraînée passivement par le tapis. Le jeu de la faille située du côté fixe se poursuit (faille permanente) alors que le jeu de la faille située du côté mobile se ralentit progressivement. Cette faille est ensuite prise en relais par une faille plus interne (faille transitoire). Ce processus se renouvelle tant que dure l'extension. En coupe (fig.III.7, III.8), la faille permanente est reliée à la DV de même que la dernière faille transitoire



a)



b)

Sens de cisaillement
à la base des blocs

0 5cm

Figure III.8 A) Développement d'un rift symétrique, la DV reste liée au prisme qui se déforme B) Développement d'un rift asymétrique, la DV reste liée à la faille permanente.

apparue. Les failles transitoires délimitent des blocs légèrement basculés. L'enveloppe de remplissage du bassin a une allure asymétrique. Le maximum de profondeur est situé au pied de la faille permanente. Ce remplissage est affecté par les failles transitoires les plus récentes. Les couches de ce remplissage restent horizontales indiquant que la somme des jeux sur les failles transitoires est égale au jeu de la faille permanente.

Une reconstitution de l'évolution de l'expérience (fig.III.8) montre que la zone qui se déforme est la zone limitée par les deux failles conjuguées initiales. Ces deux failles limitent trois blocs: un bloc (1) reposant sur le tapis mobile limité par une première faille transitoire, un bloc prismatique (2) qui va se déformer, séparé du bloc (3), reposant sur le fond fixe, par la faille permanente. Le jeu de la faille permanente combiné au déplacement du tapis entraîne le bloc prismatique (2) sur le tapis mobile. Les blocs (1) et (2) restent donc cinématiquement liés. Quand le déplacement progresse, la première faille transitoire se courbe pour rester en contact avec la DV. Lorsque celle-ci devient trop éloignée de la DV pour fonctionner, elle est prise en relais par une deuxième faille plus interne. Un bloc légèrement basculé est alors délimité. Il est transporté passivement par le tapis alors que de légers ajustements se produisent à son niveau, comme en témoigne le faible jeu sur la faille transitoire marquée par le remplissage.

6.2.2. Expérience à DV symétrique. (fig. III.7, III.8)

Des photos de surface montrent que se développent deux failles conjuguées limitant un bassin centré sur la DV. Ces failles sont transportées passivement par les tapis mobiles et sont prises en relais par des failles plus internes, à leur tour transportées passivement (deux familles conjuguées de failles transitoires). Les coupes montrent que le bassin est limité de chaque côté par deux failles qui se ramifient en profondeur. L'enveloppe du remplissage est grossièrement symétrique. Le maximum de profondeur du bassin étant situé au centre du bassin, à l'aplomb de la DV. L'horizontalité des couches de remplissage indiquent un jeu identique de chaque côté. La symétrie n'est pas parfaite. Une faille de seconde génération ne prend pas naissance sur la DV mais sur une faille qui lui est conjuguée. Une reconstitution de l'évolution de l'expérience montre que la zone qui se déforme est la zone limitée par les deux failles conjuguées initiales. Cette zone est ensuite affectée par

des failles conjuguées déformant chacune la moitié du prisme. L'axe vertical passant par la DV constitue donc un axe de symétrie miroir pour le bassin.

6.3. Signification cinématique des DV.

Une discontinuité de vitesse du type de celles reproduites dans les expériences précédentes se développe sur une interface mécaniquement active. S'agissant d'extension, deux cas importants sont à considérer. L'interface est incohérente et alors la couche fragile est décollée d'un substratum, lui aussi fragile, ou l'interface est cohérente et correspond à une transition fragile/ductile. Notons que le premier cas est un cas limite du second dans lequel l'épaisseur de la couche ductile est très faible par rapport à celle de la couche fragile surincombante.

Le fait qu'une DV apparaisse sur l'un ou l'autre de ces types d'interfaces basales de la couche cassante traduit l'instabilité mécanique du système: activation du niveau potentiel de décollement ou instabilité du système fragile/ductile. Les particularités mécaniques de l'appareillage expérimental (tapis et murs mobiles et immobiles) ne peuvent en aucun cas être transposées directement aux cas naturels.

Dans les deux cas de DV présentés ici, seule la partie de la maquette affectée par une famille de failles, présente un déplacement par rapport à son support (tapis). Chaque petit bloc a subi à sa base une translation horizontale égale au rejet sur la faille normale porteuse. Ceci est démontré par la courbure des failles et la désorganisation de la stratification à la base des blocs. Nous en déduisons un sens de cisaillement au niveau de l'interface. Une DV asymétrique est caractérisée par un seul sens cisaillement et une DV symétrique par deux sens de cisaillement opposés.

6.4. Conclusions.

Ces expériences illustrent donc les propriétés d'une DV appliquée à du matériel fragile:

- Une DV induit la formation d'un rift centré sur la DV.

- +Symétrique si la déformation est peu évoluée (un rift limité par deux failles conjuguées) (Faugère et al, 1986).

- +Symétrique si la DV est symétrique (deux familles conjuguées de failles transitoires)

+Asymétrique si la DV est asymétrique (une faille permanente et une famille de failles transitoires conjuguées à la faille permanente).

-La DV déforme le prisme limité par les deux premières failles conjuguées apparues.

-La symétrie du système est liée à la cinématique de la DV par rapport au prisme déformable:

+Le système est symétrique si la DV est liée au prisme.

+Le système est asymétrique si la DV est liée à un bloc adjacent au prisme.

-Une DV asymétrique est caractérisée par un seul sens de cisaillement au niveau de l'interface sur lequel elle est localisée.

-Une DV symétrique est caractérisée par deux sens de cisaillement au niveau de l'interface sur lequel elle est localisée.

7. Conclusion.

Les bases de l'approche expérimentale de la striction lithosphérique sont posées. Sur des maquettes, constituées d'assemblage de sable et de silicone représentatifs de la lithosphère ou d'une partie de celle-ci, est appliquée une extension localisée par l'intermédiaire d'une DV. Les paramètres des expériences seront des paramètres rhéologiques (mode de déformation, résistance de chaque couche, couplage entre chaque couche). La condition aux limites fondamentale sera le degré de symétrie de la DV appliquée. Les résultats expérimentaux seront significatifs par rapport à la lithosphère dans les limites imposées par le degré de simplification du modèle expérimental.

IV. MODELISATION EXPERIMENTALE DU RIFTING.

A) INTRODUCTION

Les forces responsables du rifting peuvent avoir, soit une origine locale (déséquilibre de masse) soit une origine plus éloignée du rift (champ de contrainte généré aux limites de plaque). Cependant quelque soit l'origine de ces forces le développement d'un rift nécessite l'écartement des bordures du rift et donc une striction de la lithosphère.

Les rifts se développent sur des zones de faiblesse de la lithosphère. L'origine de ces zones de faiblesse peut être variée:

-Faiblesse thermique: -un réchauffement local d'origine asthénosphérique, provoque localement une chute de la résistance provoquant une concentration de la déformation. -Pendant la période de rééquilibration thermique succédant à des sutures lithosphériques, la zone de transition peut se comporter comme une zone de faiblesse.- L'emploi des méthodes numériques est particulièrement adapté à l'étude de ce phénomène (Chery, 1988; Chery et al, 1988).

-Faiblesse mécanique: une ancienne structure affectant toute la lithosphère (chevauchement, décrochement, zone de suture) constitue une zone de faiblesse mécanique soit par le fait qu'elle constitue une zone très déformée et donc très affaiblie ou bien par le fait qu'elle mette en contact deux compartiments de comportements différents. La méthode expérimentale est particulièrement adaptée à l'étude de ces faiblesses mécaniques.

Nous décrivons ici, deux séries d'expériences de développement passif des rifts. L'une représentative de la lithosphère dans son ensemble, permet de cerner l'effet des paramètres rhéologiques sur le champ de déformation. L'autre, représentative de la croûte, permet d'étudier l'effet de la symétrie des conditions aux limites.

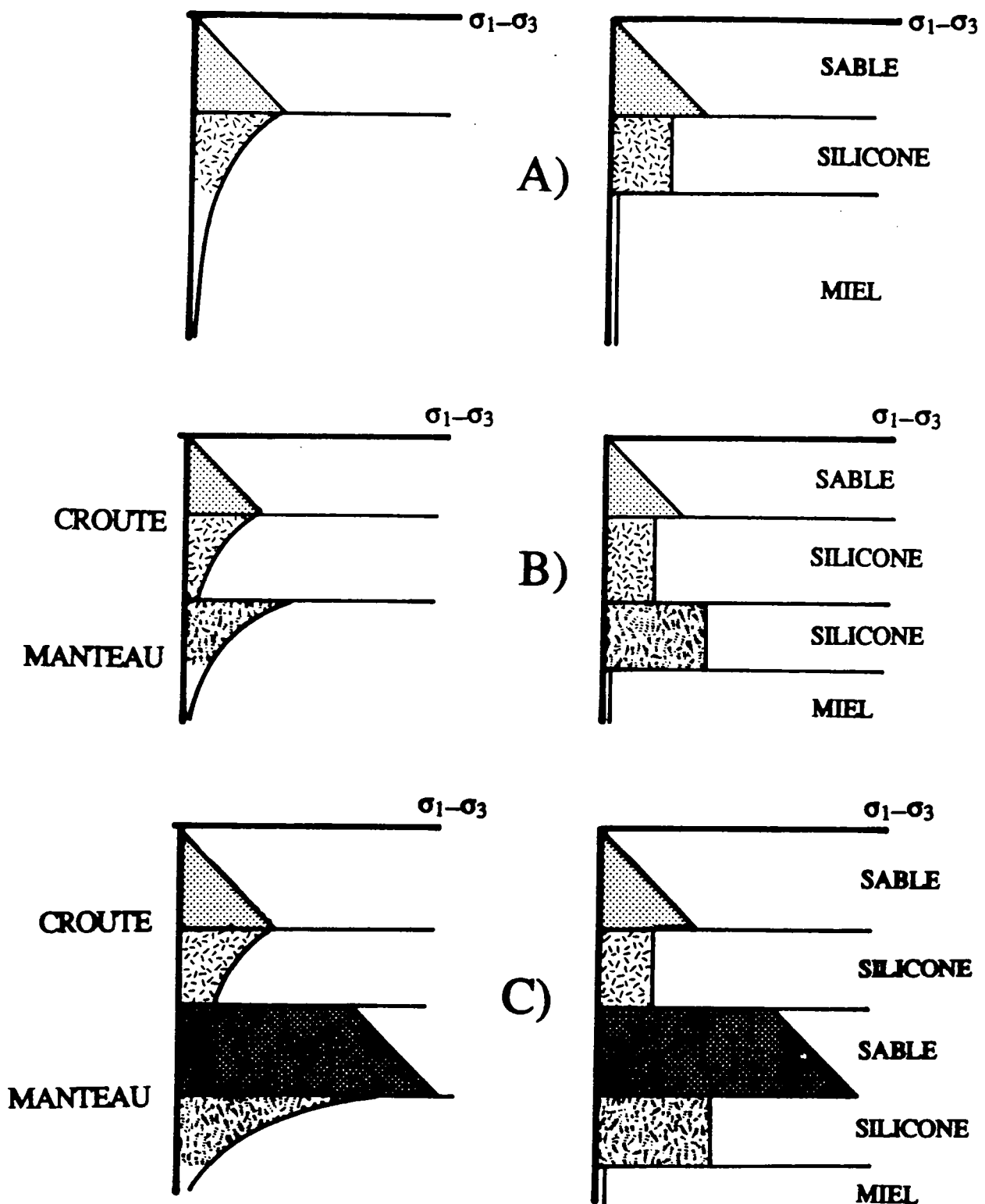


Figure IV.1: Profil de résistance au cisaillement des différents types de lithosphère, profil de résistance et composition des maquettes A) Océanique B) Continental à fort gradient C) Continental à faible gradient.

B) MODELES DE STRICTION DE LA LITHOSPHERE

1. Introduction.

Sur des maquettes représentatives des différents types de lithosphère, sont appliquées latéralement des extensions localisées asymétriques. Ceci permet de tester les effets de telles conditions aux limites, dont la signification sera discutée par la suite, sur différentes rhéologies et donc de déduire les effets de ces rhéologies sur le champ de déformation.

Chaque expérience, qui nécessite entre la construction de la maquette, le déroulement de l'expérience et sa dissection deux jours de travail, n'a été faite qu'une fois. La reproductibilité n'a donc pas été éprouvée. En outre, la faible épaisseur des maquettes (jusqu'à 4cm) ne permet pas une description fine des structures et une couverture étendue des paramètres rhéologiques. Ceci a été fait sur les maquettes représentatives de la croûte qui ont été réalisées en nombre plus important.

Cependant, la cohérence des résultats expérimentaux entre les deux types d'expériences est suffisamment bonne pour permettre une première discussion du rôle de la rhéologie dans les champs de déformation obtenus.

2. Procédure expérimentale.

2.1 Rhéologie des maquettes.

Nous avons vu (cf. III.3.3) qu'en fonction du profil thermique et de la composition, trois familles rhéologiques de lithosphère peuvent être définies:

- lithosphère océanique: lithosphère bicouche fragile/ductile
- lithosphère continentale chaude: croûte bicouche fragile/ductile sur manteau ductile résistant.
- lithosphère continentale froide: croûte bicouche fragile/ductile sur manteau bicouche fragile/ductile résistant.

Toutes ces lithosphères reposent sur une asthénosphère ductile très peu résistante.

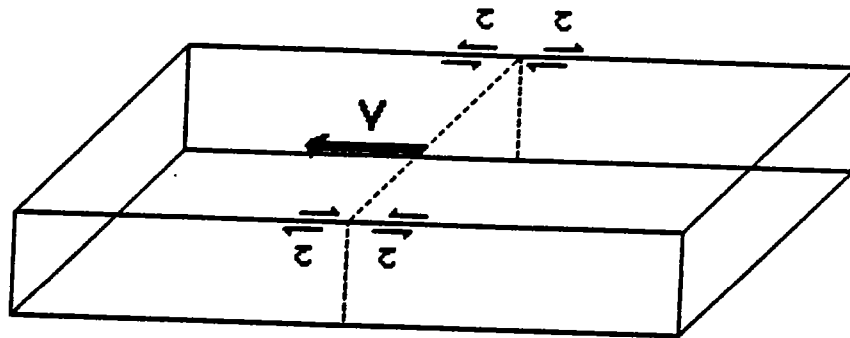


Figure IV.2: *Conditions aux limites.*

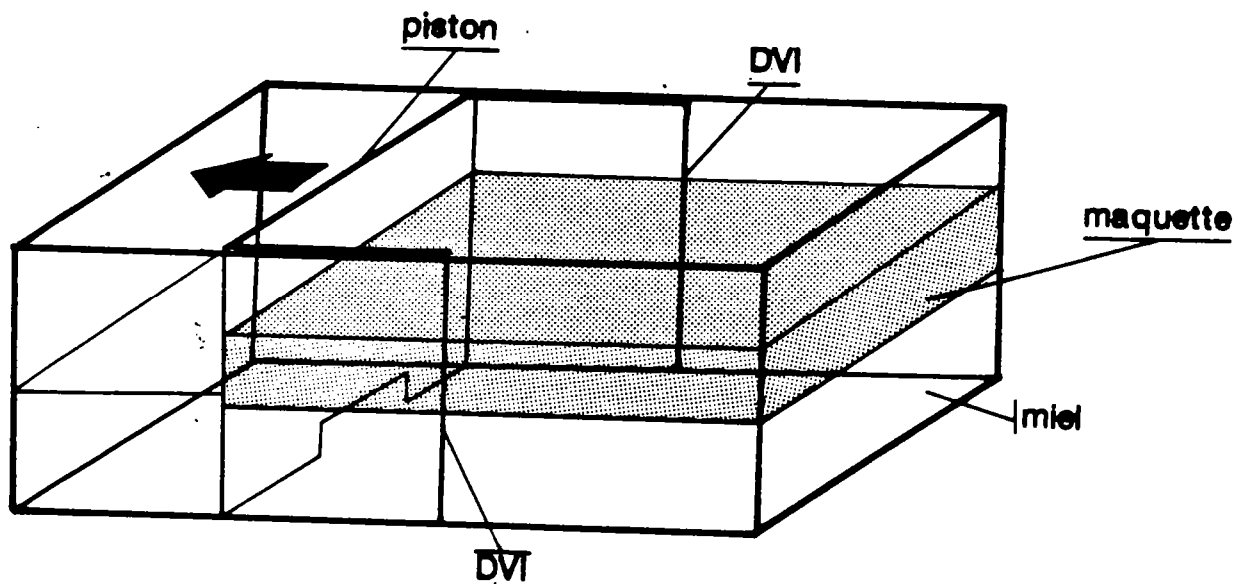


Figure IV.3: *Appareillage expérimental.*

Les maquettes (fig. IV.1) sont donc constituées d'alternance de couches de sable (pour les domaines fragiles) et de silicone (pour les domaines ductiles lithosphériques). Elles reposent sur une couche de miel liquide ($\mu=10$ Pa.s) représentant l'asthénosphère. Dans chaque famille de lithosphères continentales, l'effet du couplage entre la croûte inférieure ductile et les couches qui l'encadrent a été testé. Des silicones de viscosités diverses ont donc été employées pour cette couche.

Les densités des matériaux sont ajustées afin de dimensionner les forces de volumes. La densité du sable de Fontainebleau utilisé pour représenter la croûte fragile est descendue de 1.4 à 1.1 par addition d'éthyl-cellulose de même granulométrie. Du sable pur est utilisé pour représenter la partie cassante du manteau supérieur. La densité de la silicone utilisée pour représenter la couche ductile mantellique est portée de 1.1 à 1.4 par addition de poudre de baryte. De la silicone pure est employée pour représenter la partie ductile de la croûte. La densité du miel étant de 1.4, la partie mantellique de la maquette a donc une densité de 1.4 et la partie crustale une densité de 1.1. Le rapport de ces densités ($1.1/1.4=0.79$) est voisin du rapport des densités admis pour la lithosphère ($2.7/3.3=0.81$).

2.2 Conditions aux limites: appareillage

Les conditions aux limites du système (fig. IV.2) correspondent à une divergence des vitesses horizontales sur un axe horizontal perpendiculaire à l'axe du rift, associé à un cisaillement sur les bordures du système. Ce cisaillement est imposé par le déplacement aux limites du système entre les blocs limités par le rift et les blocs situés à chaque extrémité du rift.

L'appareillage (fig. IV.3) est donc composé d'un container de 50cmx20cmx10cm dans lequel est placé un piston mobile. Ce piston est solidaire de deux fines parois latérales qui coulisent le long des murs fixes. Le déplacement des deux parois reliées au piston induit deux discontinuités de vitesse latérale (DVI) asymétriques au milieu des faces latérales du modèle. Le piston est percé d'un orifice à sa base de sorte à ce que les variations du niveau de la couche asthénosphérique soient indépendantes du déplacement.

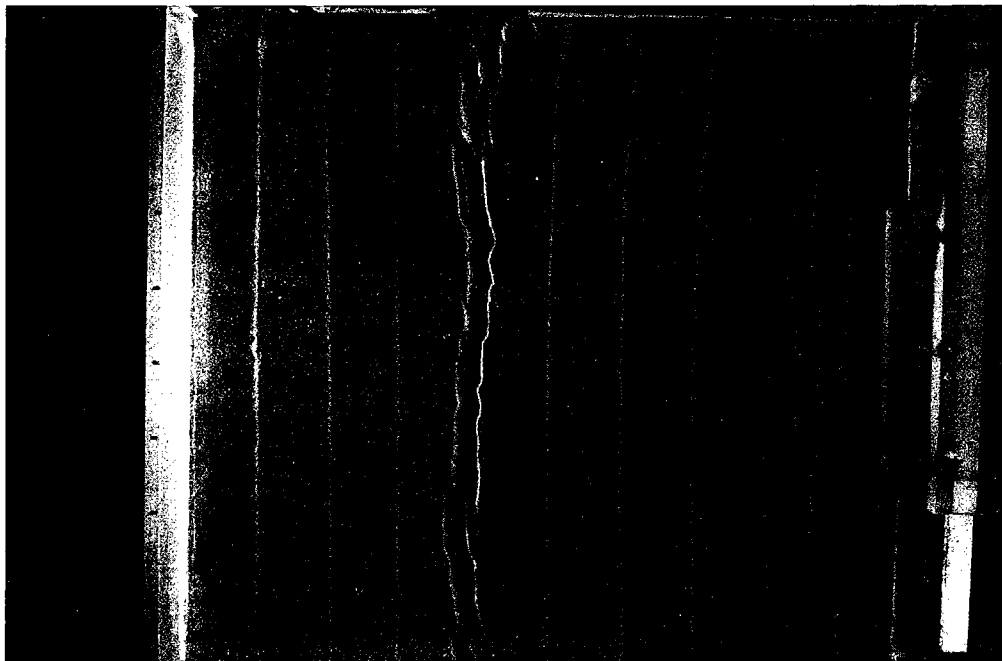
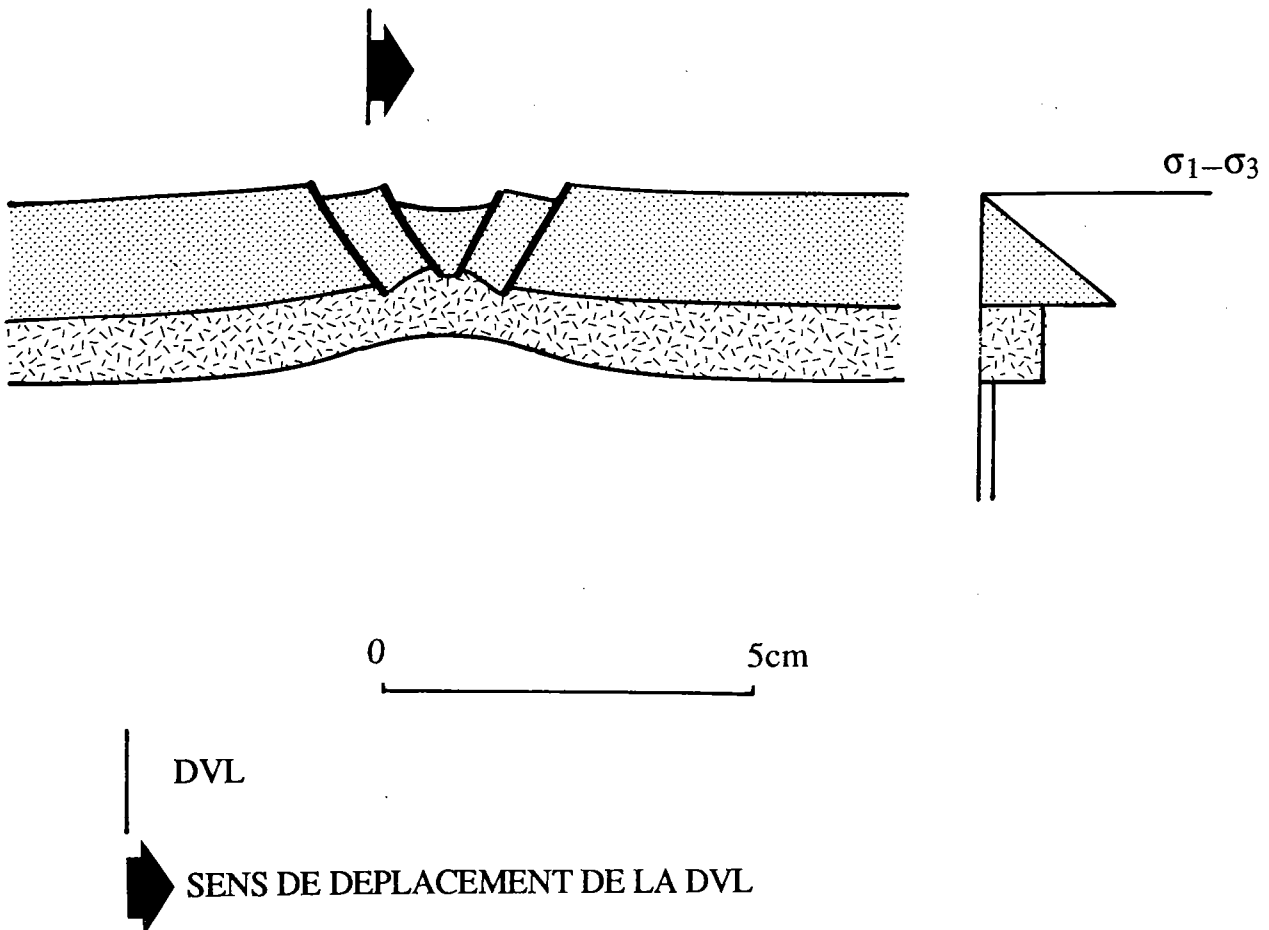


Figure IV.4: A) Coupe d'une maquette bicouche d'après des images de surface. B) Photo de surface de l'état final.

La couche de silicone représentant le manteau adhère aux parois. Cet effet est certainement négligeable sur le développement des structures. En effet, des vues latérales des expériences (fig IV.7 et IV.9) montrent que la limite miel/silicone se déplace verticalement au cours des expériences. Tout effet de flexuration à l'échelle de la maquette contrôlé par l'adhérence de la silicone doit donc être minime.

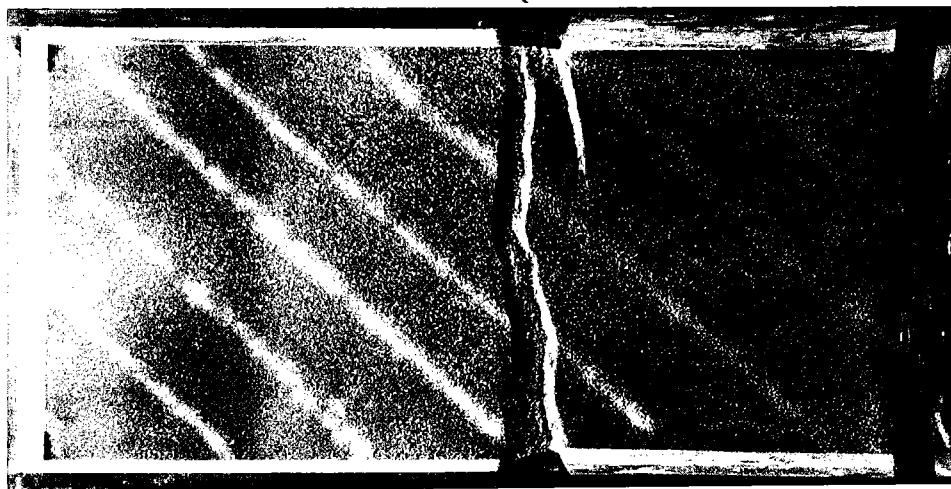
2.3 Construction des maquettes et procédure expérimentale.

Le piston est placé de façon à délimiter dans le container un volume de 40cmx20cmx10cm. Du miel liquide est alors versé dans la boîte de façon à constituer une couche de 3cm d'épaisseur environ. Ensuite, sont déposées les couches de silicone et de sable. Dans les couches de sable est intercalé un fin niveau de sable coloré constituant un marqueur passif de la déformation. Sur la surface de la maquette est déposé un film de sable coloré qui permet de visualiser facilement les structures en surface. Pendant l'expérience, des photos de l'état de surface sont prises régulièrement. A la fin de l'expérience, les bassins formés sont remplis de sable, ce qui évite une érosion des structures quand le modèle est ensuite humidifié. Dans la maquette à quatre couches, le niveau de silicone superficiel n'adhérant ni au piston, ni à la paroi opposée au piston, l'eau peut percoler librement dans la couche profonde de sable. Le modèle est ensuite congelé à -30° . La découpe du modèle avec le miel étant irréalisable, deux types de dissections sont réalisées:

- les différentes couches sont enlevées successivement, des photos de surface de chaque couche sont prises permettant une reconstitution de la coupe,
- la partie "lithosphérique" encore solide, est séparée du miel qui se décongèle rapidement. Des coupes sont réalisées au travers des couches de sable et de silicone. Dans ce cas, la topographie de la limite lithosphère/asthénosphère est perdue mais elle peut être reconstituée d'après les photos prises latéralement sur l'expérience non dissequée.

100

DVL



A)

DVL

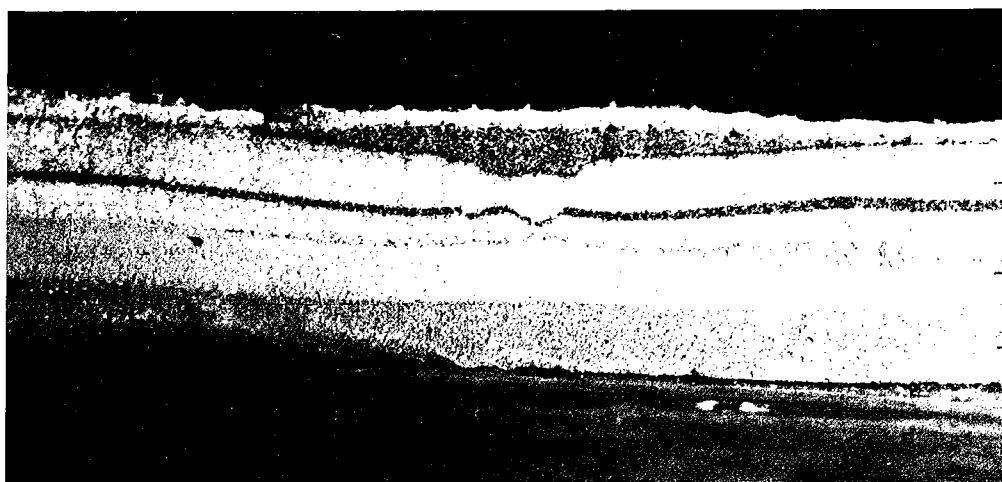


B)

SABLE

SILICONE

SILICONE



C)

SABLE

SILICONE

SILICONE

Figure IV.5: A) Vue de surface de l'état final de l'expérience tricouche à fort couplage. B) Coupe dans la zone à deux bassins. C) Coupe sans le miel dans la zone à un bassin.

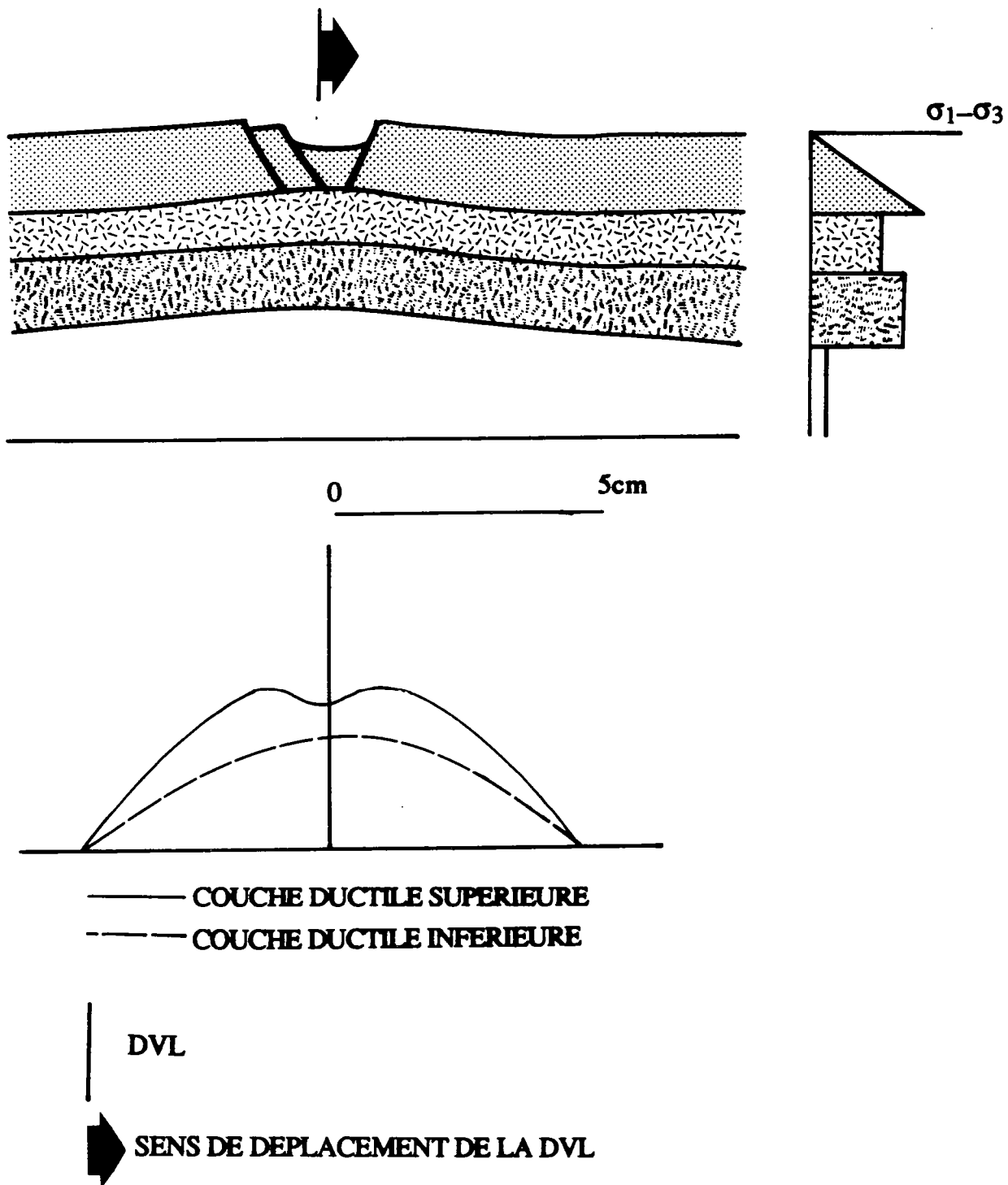


Figure IV.6: A) Coupe d'une maquette tricouche à fort couplage, dans la zone à un seul bassin .B) Profil d'amincissement des couches ductiles. C) Coupe de la maquette dans la zone à deux bassins.

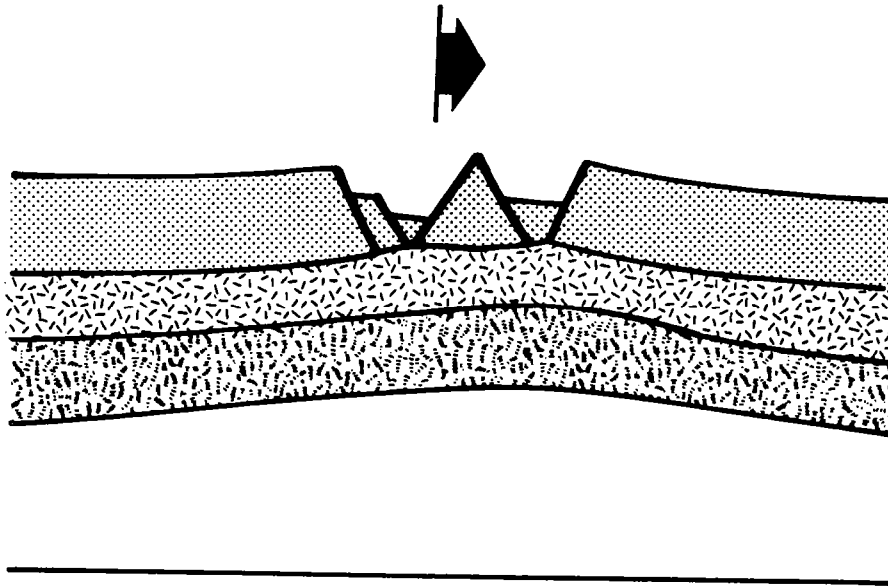


Figure IV.6 C

3. Résultats.

3.1. Lithosphère de type océanique (1,5cm de sable, 1cm de silicone, $v=2\text{cm/h}$).

Cette expérience a été réalisée dans une boîte plus grande que celle décrite précédemment (70x70x20cm). Des vues de surface (fig IV.4) montrent que s'est développé tout d'abord un bassin à proximité du piston mobile. Ce bassin a été interprété comme le résultat du basculement du piston le long d'un axe horizontal perpendiculaire au mouvement. En effet, ce bassin a cessé de se développer avec la fin du basculement.

Dans la zone des DVI, se développe à partir de chaque DVI un bassin relayé vers le centre par un autre bassin en échelon. Dans la partie centrale ne se développe qu'un seul bassin rectiligne perpendiculaire au déplacement. En coupe (fig. IV.4B), ce bassin est symétrique, limité par deux failles majeures. L'intérieur du bassin est affecté par deux failles limitant avec les failles majeures deux blocs basculés opposés. Les bordures du bassin présentent un léger épaulement.

3.2 Lithosphère continentale chaude.

Deux expériences ont été réalisées en modifiant le couplage de la couche ductile superficielle avec les couches l'encadrant.

3.2.1 Fort couplage fragile/ductile: 1.3cm de sable, 1 cm de silicone ($\mu=5.10^4$ Pa.s), 1,2 cm de silicone ($\mu=10^5$ Pa.s).

Des vues de surface montrent que se développent un bassin à partir d'une DVI et deux bassins à partir de l'autre DVI. Depuis cette dernière, le bassin le plus perpendiculaire au déplacement rejoint son vis à vis. Un léger coude se forme dans la zone de contact. A l'état final, l'expérience comporte deux bassins dont un traverse toute l'expérience.

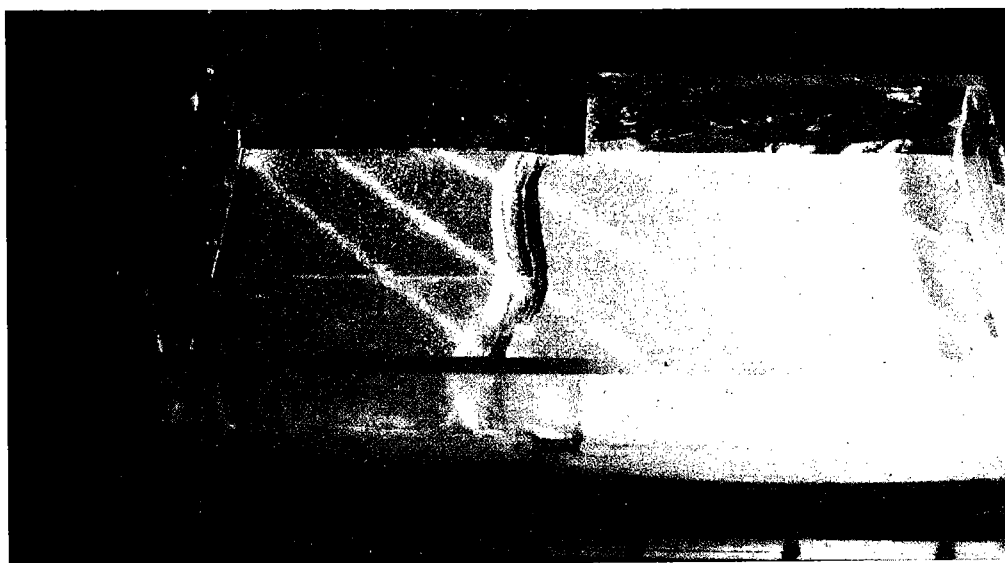
Une coupe (fig. IV.6 C) traversant la zone à un bassin montre que celui-ci est légèrement asymétrique, limité par une faille du côté du fond fixe et par deux du côté du fond mobile. Ce bassin qui présente un léger épaulement, est décalé du côté du fond fixe par rapport aux DVI. Il existe un diapir de miel dans la zone d'amincissement ductile maximum. Une coupe (fig. IV.6 B) traversant la zone à deux bassins montre que le bassin qui traverse toute la maquette conserve son asymétrie alors que l'autre, limité par deux failles conjuguées est symétrique. Les bordures des bassins présentent un léger épaulement. Le champ de déformation des couches ductiles est grossièrement symétrique. Il existe un diapir de miel dans la zone d'amincissement maximum, celui-ci est plus étalé dans la zone à deux bassins que dans la zone à bassin unique.

3.2.2. Faible couplage fragile/ductile: 1 cm de sable, 1 cm de silicone ($\mu=10^4$ Pa.s), 1 cm de silicone ($\mu=10^5$ Pa.s).

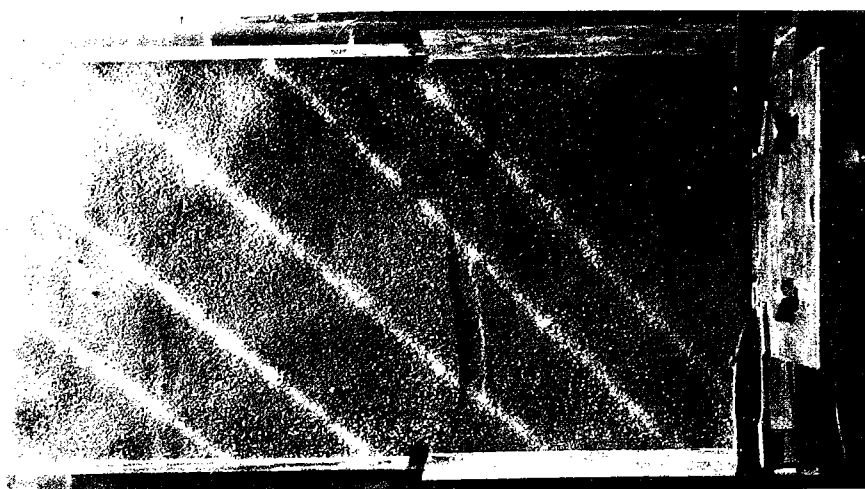
Des vues de surface montrent que se développe, en retrait de quelques centimètres des DVI, un bassin sur chaque paroi mobile. Les deux bassins se rejoignent formant un coude prononcé dans la zone de contact, ceux-ci ne s'étant pas initiés en face l'un de l'autre.

En coupe (fig. IV.7 et IV.8), ce bassin est asymétrique car il comporte un bloc basculé vers le piston. Son asymétrie est inverse de l'asymétrie décrite pour le bassin précédent. L'amincissement de la couche ductile profonde est symétrique et centré sur les DVI, alors que l'amincissement de la couche ductile supérieure est asymétrique depuis la zone d'amincissement profond jusqu'au fond du bassin. Le bassin présente des épaulements. Il existe un diapir de miel, dont l'apex se situe sous le maximum d'amincissement profond au niveau des DVI.

A)



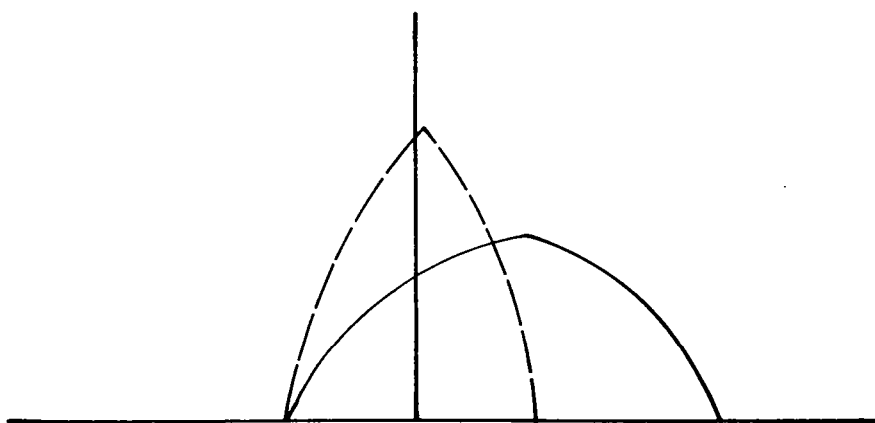
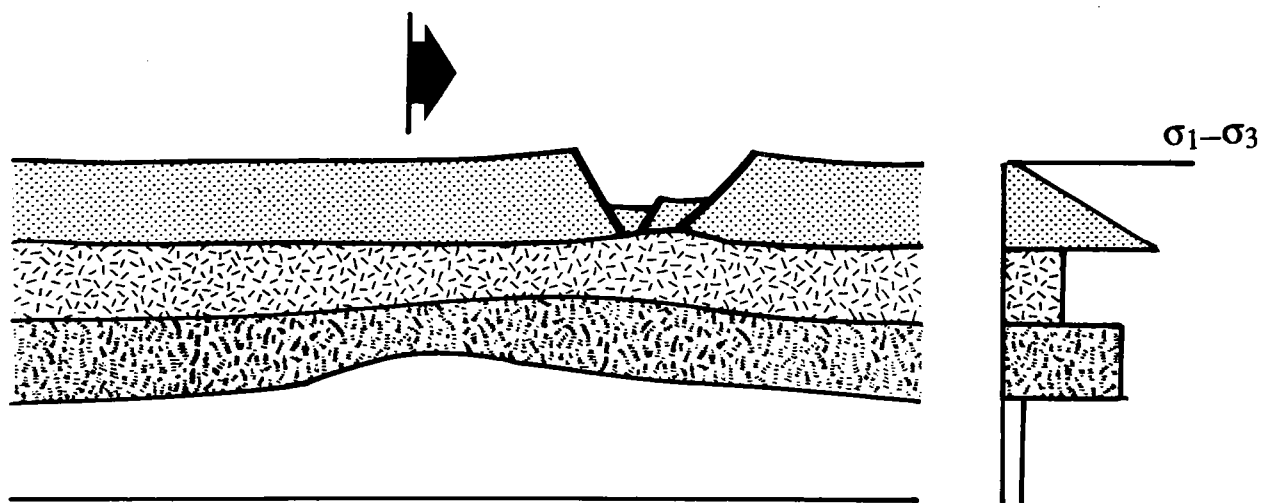
B)



C)



Figure IV.7: A) Vue de surface de l'état final de l'expérience tricouche à faible couplage. B) Vue latérale de l'expérience à l'état final. C) Coupe de la maquette sans le miel.



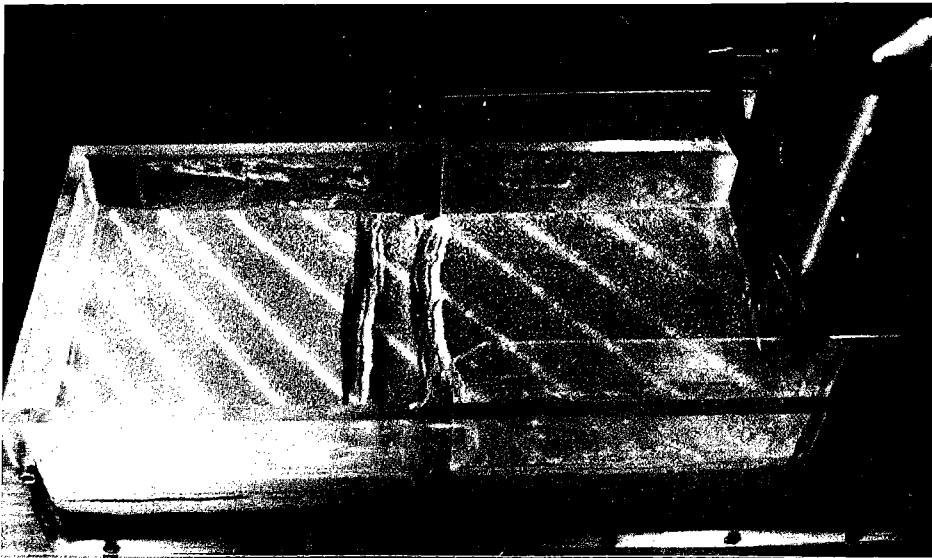
—— COUCHE DUCTILE SUPERIEURE
 - - - - COUCHE DUCTILE INFERIEURE

0 5cm

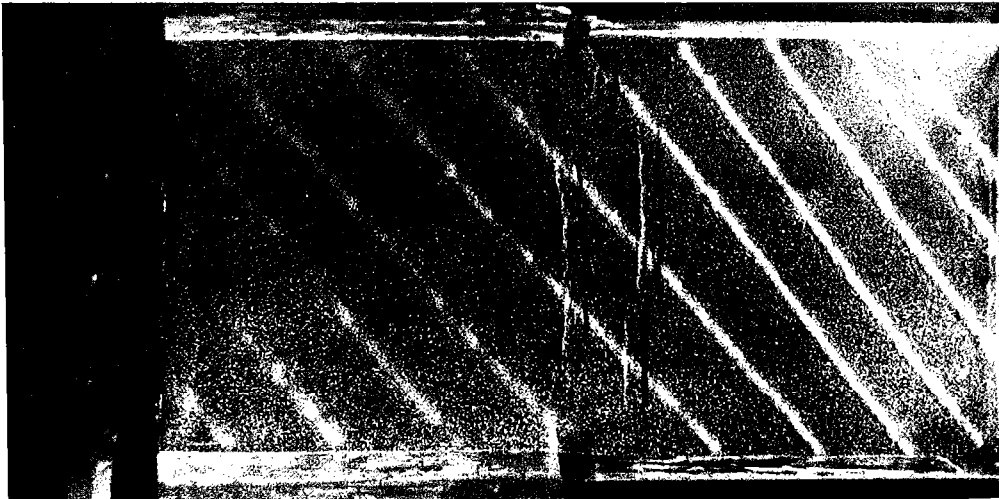
DVL
 SENS DE DEPLACEMENT DE LA DVL

Figure IV.8: A) Coupe d'une maquette tricouche à faible couplage.
 B) Profil d'amincissement des couches ductiles.

A)



B)



C)



Figure IV.9: A) Vue de surface de l'état final de l'expérience quadricouche à fort couplage. B) Vue latérale de l'expérience dans l'état final. C) Coupe de la maquette congelée.

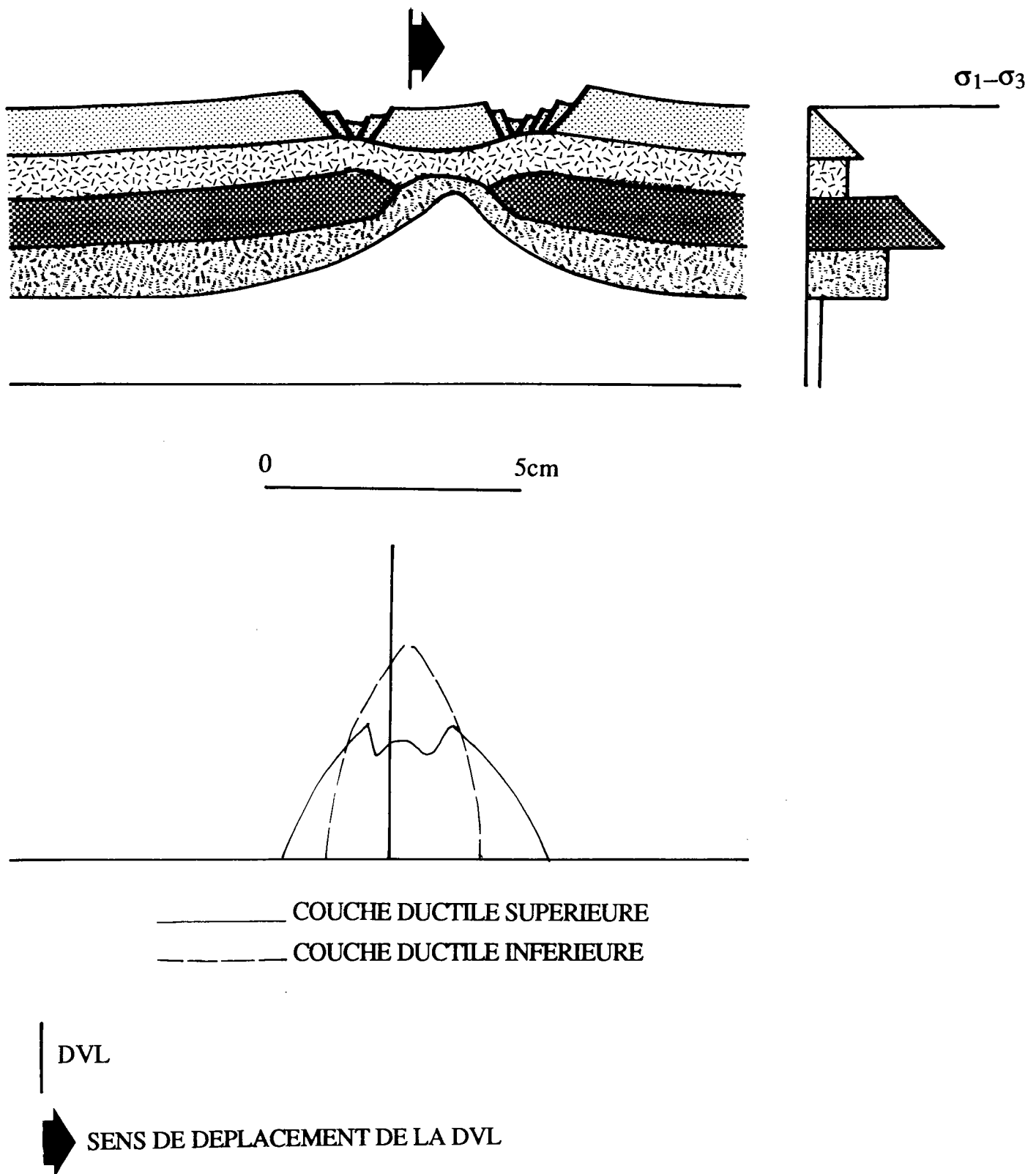


Figure IV.10: A) Coupe de la maquette quadricouche à fort couplage.
 B) Profil d'amincissement.

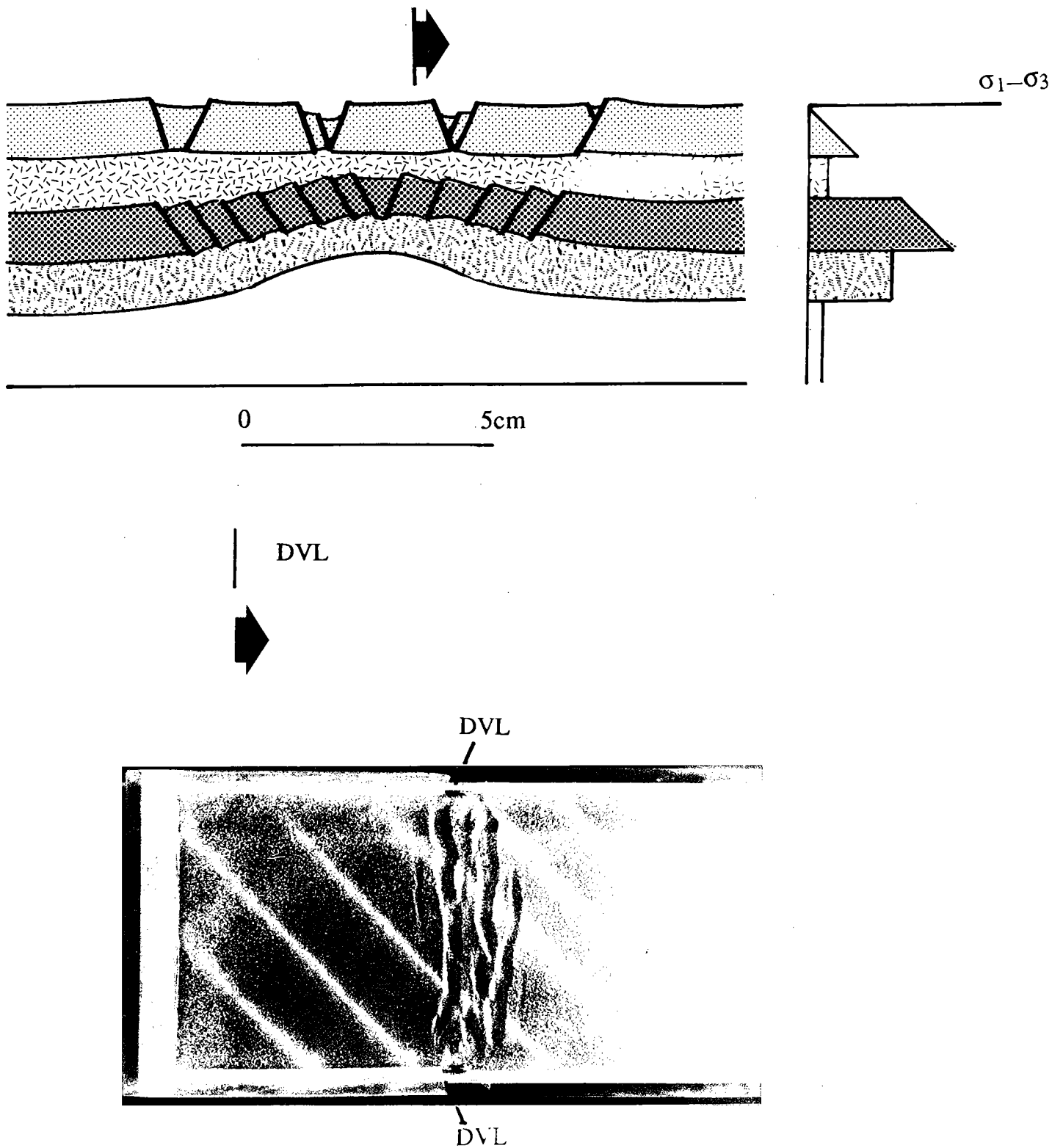


Figure IV.11: A) Photo de surface de l'expérience quadricouche à faible couplage. B) Coupe de l'expérience quadricouche à faible couplage.

3.3. Lithosphère continentale froide.

Deux types d'expériences ont été réalisés en modifiant le couplage de la couche ductile superficielle avec les couches fragiles qui l'encadrent.

3.3.1. Fort couplage fragile/ductile: 1 cm de sable, 1 cm de silicone ($\mu=5.10^4 \text{Pa.s}$), 1 cm de sable, 1 cm de silicone ($\mu=10^5 \text{Pa.s}$).

Des vues de surface montrent que se développent simultanément au milieu de l'expérience, de part et d'autre des DVI, deux bassins qui se connectent ensuite aux DVI.

En coupe (fig. IV.9 et IV.10), ces bassins, qui présentent des épaulements, sont séparés par un horst. Le bassin situé du côté du piston mobile est asymétrique, affecté par des blocs basculés vers le piston. Le bassin situé du côté fixe est légèrement asymétrique et son asymétrie est opposée à celle de l'autre bassin. Le champ de déformation fragile constitué de deux bassins asymétriques, d'asymétrie opposée, est donc grossièrement symétrique. La couche fragile profonde n'a plus de continuité, elle est interrompue sous le horst qui sépare les deux bassins.

L'amincissement de la couche ductile inférieure est symétrique par rapport au plan de symétrie du horst, le maximum d'amincissement étant dans le plan de symétrie. L'amincissement de la couche ductile supérieure présente plusieurs maxima:

- sous le horst.
- de part et d'autre du bassin situé du côté du piston mobile.
- sous le bord du horst, près du bassin situé du côté du fond fixe.

3.3.2. Faible couplage fragile/ductile: même composition que l'expérience précédente, la viscosité de la silicone superficielle est de 10^4Pa.s .

La coupe (fig.IV.11) ayant été reconstituée à partir de photos de surface des différentes couches à l'état final, aucun profil d'amincissement n'est donc présenté.

Des vues de surface montrent que se développent, à partir des DVI, deux bassins qui traversent ensuite toute la maquette. La couche cassante superficielle est donc affectée par quatre bassins parallèles. Les deux bassins internes situés de part et d'autre des DVI sont légèrement asymétriques, d'asymétrie opposée. Les deux bassins externes, moins

développés sont symétriques. La couche fragile profonde garde sa continuité mais est affectée par des failles dont la vergence s'inverse de part et d'autre de la striction profonde.

4. Discussion.

4.1 Facteurs d'initiation de la déformation.

La déformation extensive fracture et amincit les couches fragiles et amincit les couches ductiles qu'elle affecte. Dans nos maquettes, une zone étirée est donc par rapport à une zone non déformée une zone de faiblesse où la déformation va se concentrer. En effet, on constate dans les expériences qu'une fois que le ou les bassins traversent la maquette, la déformation ne se propage plus mais se concentre dans les bassins déjà formés. C'est pourquoi il est important d'analyser les premiers instants de la déformation, ceux-ci conditionnant le résultat final.

- Les bassins s'initient depuis les DVI ou près de celles-ci. Les DVI créent donc à leur voisinage un champ de contrainte extensif susceptible de déformer la couche de sable.
- La distance du bassin à la DVI varie en fonction du couplage fragile/ductile entre la couche fragile superficielle et la couche ductile sous-jacente. Pour un fort couplage, les bassins se forment à proximité des DVI, pour un faible couplage, les bassins se forment plus loin.
- Les bassins qui s'initient près des DVI et qui se rejoignent au milieu des maquettes n'apparaissent pas exactement en face l'un de l'autre comme le montre le coude formé à leur intersection. Depuis chaque DVI et dans le champ de contrainte créé à leur voisinage, la déformation va se propager le long des lignes de plus faible résistance. Ces lignes sont des facteurs internes de la maquette inhérent à sa fabrication (variation d'épaisseur du sable, variation de la granulométrie, hétérogénéité à l'interface sable-silicone, etc..) qui vont
- contrôler, à petite échelle, la position des failles.

La déformation s'initie donc dans un champ de contrainte contrôlé par le couplage fragile-ductile, sur une hétérogénéité affaiblissant localement le sable.

4.2 Champ de déformation.

Symétrie et asymétrie: La symétrie du champ de déformation dépend des positions respectives des points d'amincissement maximum de chaque couches. Dans l'expérience bicouche, les deux points sont

superposés, le champ de déformation est symétrique. Dans les expériences tricouches, les points sont décalés, les champs de déformation sont asymétriques. Dans les expériences à quatre couches, les points d'amincissement maximum des deux couches superficielles sont décalés par rapport à la déformation profonde, chaque bassin est asymétrique, d'asymétrie droite à gauche du horst et d'asymétrie gauche à droite du horst. Ce champ de déformation est donc symétrique et présente une symétrie miroir de part et d'autre du horst central.

Dans les expériences tricouches ou quadricouches, la déformation de la ou des couches profondes est symétrique.

- L'amincissement de la couche ductile profonde présente un maximum au sommet du pli qu'elle dessine, la déformation varie de la même façon de part et d'autre de ce pli.

- La déformation de la couche cassante profonde se fait par des failles conjuguées en nombre identique de part et d'autre du pli formé par la couche ductile profonde.

Cisaillement ductile et asymétrie des bassins: L'asymétrie des bassins dépend de leur position par rapport aux DVI. Les bassins situés du côté du piston sont limités par des blocs basculés vers le piston. Les bassins situés du côté du fond fixe sont limités par des blocs basculés vers le fond fixe. Le décalage entre les zones de déformations profondes et superficielles impose une déformation cisailante à la silicone superficielle pour accommoder les déplacements (fig. IV.12). Le cisaillement dans la silicone est synthétique du cisaillement sur les failles limitant les blocs basculés.

4.3 Rhéologie et champ de déformation.

Les deux paramètres testés ont une influence sur le champ de déformation.

- Couplage fragile ductile: Une augmentation du couplage fragile/ductile entraîne une concentration de la déformation à proximité des DVI.

- Structure rhéologique profonde: Dans les expériences tricouches, le champ de déformation fragile est constitué par un seul bassin asymétrique décalé par rapport à l'amincissement maximum de la couche ductile profonde. Dans les expériences quadricouches, le champ

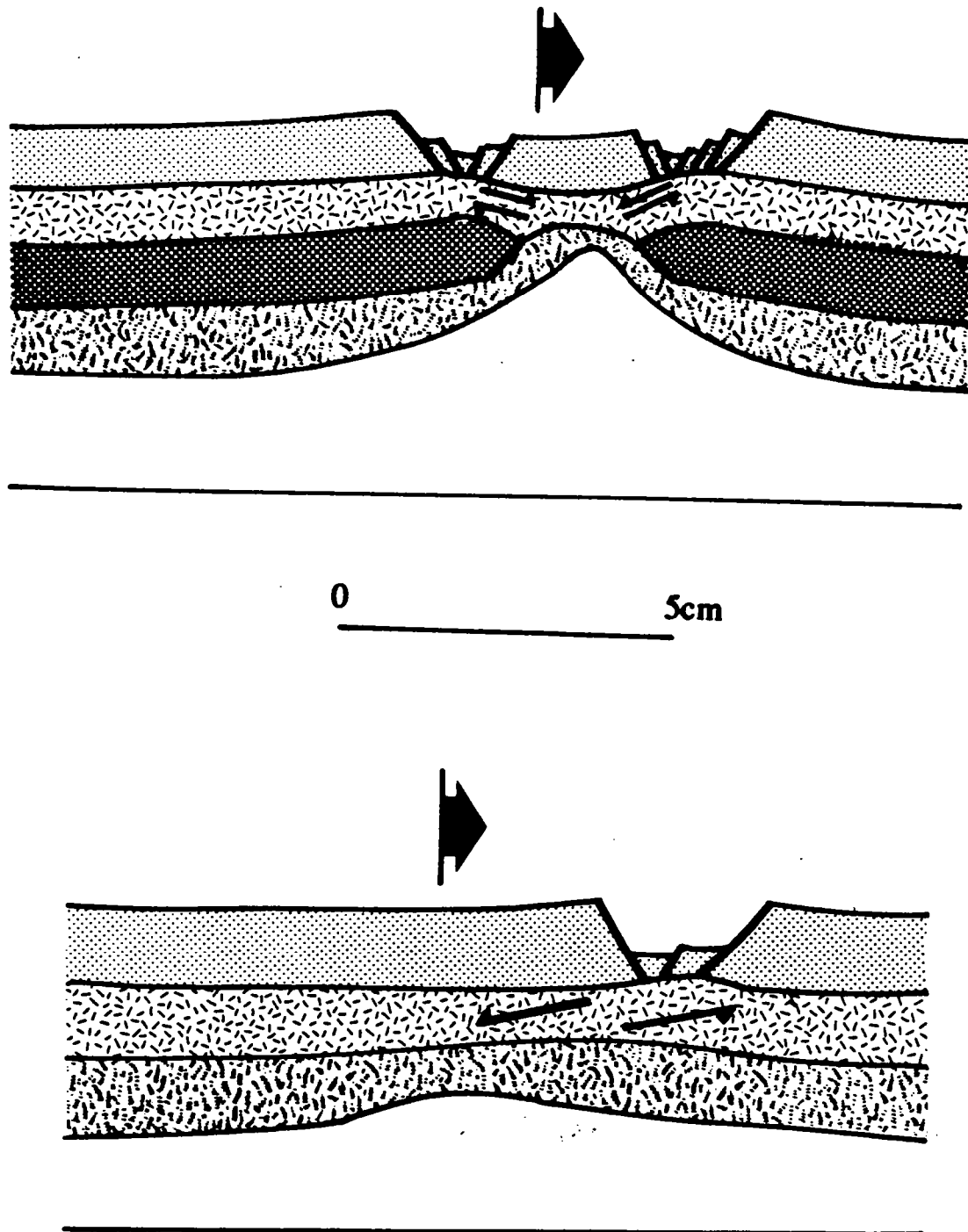


Figure IV.12: *Cisaillement dans la couche ductile supérieure imposé par les déplacements relatifs entre couche cassante superficielle et couche profonde. Ce cisaillement est synthétique du jeu des failles limitant les blocs basculés.*

de déformation fragile superficiel est constitué par une ou deux paires de bassins asymétriques disposés en symétrie miroir par rapport à la déformation profonde. La déformation de la couche fragile profonde, couche la plus résistante de la maquette, se fait de façon symétrique et semble donc contrôler le champ de déformation superficiel. Cet effet de contrôle va être testé dans les expériences suivantes.

5. Conclusions.

Dans les limites imposées par la méthode expérimentale (simplification des conditions aux limites et de la rhéologie) et par le nombre d'expériences réalisées (la reproductibilité n'a pas été testée), ces expériences montrent le rôle de la rhéologie lithosphérique dans le champ de déformation du rifting continental. En fonction de la rhéologie lithosphérique, se développent:

- un bassin symétrique dans le cas d'une lithosphère de type océanique,
- un bassin asymétrique décalé par rapport à la déformation ductile profonde dans le cas d'une lithosphère continentale chaude, et
- une ou deux paires de rifts asymétriques disposés en symétrie miroir par rapport à la déformation profonde dans le cas d'une lithosphère continentale froide.

TABLEAU IV.1: Récapitulation des résultats expérimentaux des expériences représentatives de la lithosphère.

MANTEAU SUP. CROUTE INF.	FRAGILE	DUCTILE
PEU RESISTANTE	4 RIFTS DEFORMATION DELOCALISEE	1 RIFT DECENTRE PAR RAPPORT A LA DV.
RESISTANTE	2 RIFTS BOUDINAGE MANTELLIQUE	1 RIFT PEU DECENTRE PAR RAPPORT A LA DV.

Ces résultats expérimentaux montrent: (tableau IV.1)

- le rôle du couplage fragile ductile dans la localisation de la déformation (fort couplage, déformation proche des DVI; faible couplage déformation éloignée des DVI),
- que, dans les expériences à rift asymétrique, le cisaillement dans la couche de silicone superficielle est identique au cisaillement sur les failles délimitant les blocs basculés du rift, et
- le rôle de la couche fragile profonde dans le contrôle de la symétrie globale du champ de déformation en surface.

Ce dernier résultat, qui montrerait l'importance d'un manteau fragile dans le contrôle du rifting, va être précisé par les expériences suivantes.

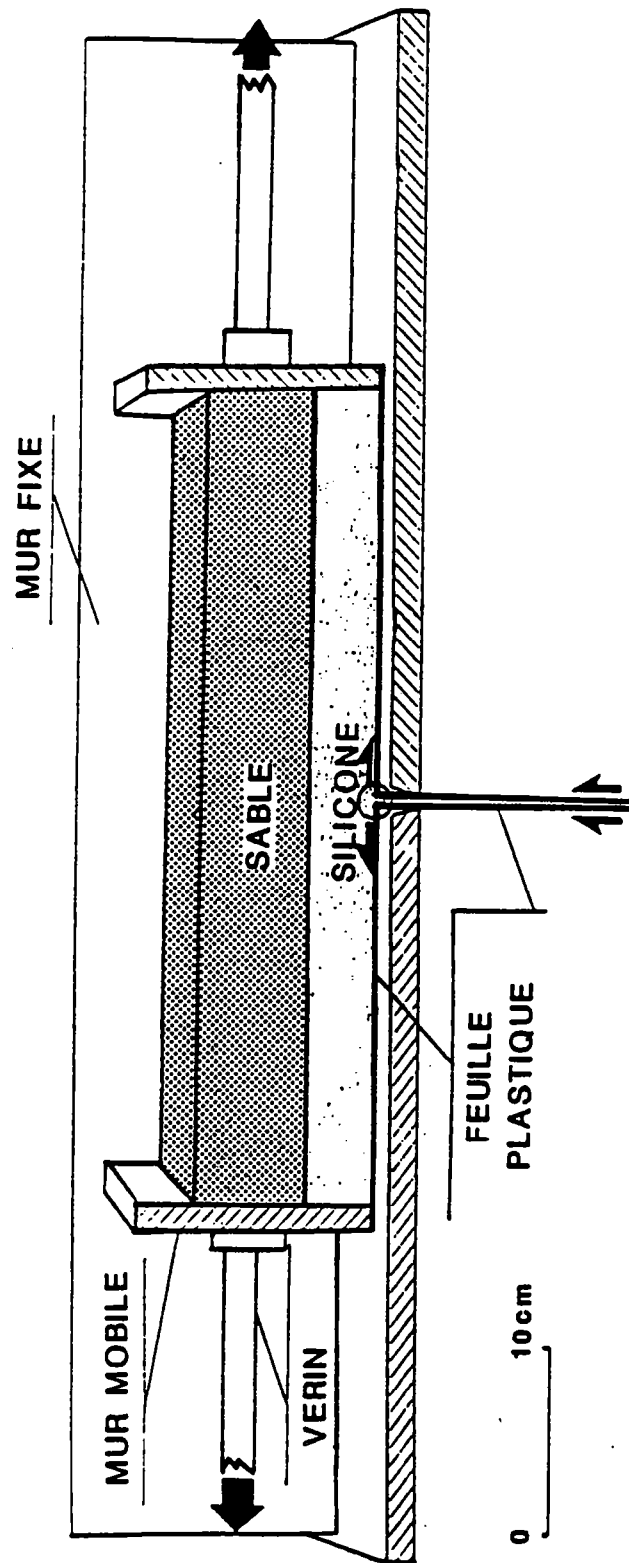


Figure IV.13: *Appareillage expérimental.*

C) MODELES DE STRICTION DE LA CROUTE.

1. Introduction.

Les expériences précédentes ont suggéré l'importance des rôles du couplage fragile/ductile dans la localisation des structures, et de la présence d'un manteau fragile dans le contrôle de la symétrie générale du système. Cependant, les conditions aux limites imposées au système précédent produisent un champ de déformation symétrique. Il n'a donc pas été possible de tester l'effet du degré de symétrie de ce champ en profondeur sur le champ en surface. De plus, du fait de la taille réduite des maquettes, le développement des structures n'a pu être précisément suivi, le champ de déformation de la couche ductile supérieure n'a pu être précisément cerné. De plus tous les paramètres rhéologiques n'ont pas été testés notamment la résistance de la couche fragile superficielle. Dans ce chapitre sont décrites des expériences représentatives de la croûte. Ces expériences ont permis de tester les différentes combinaisons possibles de résistance fragile et de résistance ductile ainsi que l'influence du degré de symétrie d'une déformation localisée profonde sur la déformation superficielle.

2. Procédure expérimentale.

2.1 Rhéologie.

Les maquettes sont réalisées pour être représentatives de la croûte. La croûte étant considérée comme un bicouche fragile/ductile, sur une couche de silicone est déposée une couche de sable. Deux paramètres rhéologiques sont testés:

- la résistance fragile.
- la résistance ductile.

2.2 Conditions aux limites et appareillage (fig.IV.13).

Comme dans la série d'expériences précédente, les conditions aux limites correspondent à une divergence des vitesses, orthogonale à l'axe du rift. Cette divergence est appliquée à la base du système par l'intermédiaire de l'appareillage décrit au Ch III 5.1 (fig. III.7). Cette divergence peut être symétrique (DV symétrique) si les deux tapis s'écartent à la même vitesse, ou totalement asymétrique si un seul des deux tapis est mobile (DV asymétrique). Les murs fixes étant enduits de savon liquide, les cisaillements latéraux aux limites du système sont réduits au maximum.

2.3 Construction des maquettes et déroulement des expériences.

La silicone pure ayant une densité (1.1) inférieure à celle du sable (1.4), de la poudre de baryte finement tamisée y est incorporée jusqu'à ce que les deux produits aient la même densité. Ceci évite le développement d'instabilités gravitaires. Dans quelques expériences, ont été disposés dans la silicone des marqueurs passifs verticaux permettant de visualiser les cisaillements ductiles.

Sur une couche de silicone horizontale disposée au fond de la boîte expérimentale, sont déposés des couches horizontales de sable coloré. La surface est recouverte d'un film de sable coloré afin de mieux visualiser la formation et l'évolution des structures en surface. Des photos de l'état de surface sont prises régulièrement. Les bassins qui se développent sont régulièrement remplis par une couche de sable à surface horizontale. A la fin de l'expérience, le sable est humidifié. Ceci le rend cohérent et permet des découpes verticales parallèles au déplacement.

3. Expériences asymétriques. (fig. IV.14)

Une coupe de chacune de ces expériences est représentée en annexe. Les expériences sont décrites en fonction de leur caractéristiques rhéologiques. Une seule expérience de chaque a été réalisée.

3.1 Forte résistance fragile (9cm de sable), résistance ductile intermédiaire (10cm/h): PA86-27. (Annexe fig. 1)

La déformation débute par une faille localisée au dessus du tapis mobile, son pendage étant dirigé vers le mur mobile. Rapidement se forme une faille conjuguée de la première délimitant ainsi un graben. La déformation se propage ensuite vers l'intérieur du modèle sans franchir le plan vertical passant par la ligne de discontinuité de vitesse. En coupe, un bassin occupe le tiers droit de la maquette. Le maximum de profondeur de ce bassin est décalé vers la DV. En profondeur, la couche de silicone est peu déformée du côté fixe et cette déformation s'amortit rapidement avec l'éloignement de la DV. Du côté mobile, les marqueurs sont cisailés depuis la DV jusqu'au bassin. A l'aplomb du bassin, la déformation des marqueurs est très intense. Elle s'amortit avec la profondeur.

3.2 Résistance fragile intermédiaire (6cm de sable), résistance ductile intermédiaire (10cm/h): PA86-28. (Annexe fig. 2)

Un graben se forme rapidement au dessus de la partie mobile. Alors que celui-ci fonctionne encore, s'individualise un autre graben plus proche de la DV. En coupe, le premier graben formé est asymétrique, limité par une faille à pendage dirigé vers le mur mobile et deux failles dirigées vers la DV. Le second graben est symétrique, limité par deux failles conjuguées. La déformation de la silicone est du même type que la déformation décrite pour l'expérience précédente.

3.3 Résistance fragile faible (3cm de sable), résistance ductile intermédiaire (10cm/h): PA86-30. (Annexe fig.3)

Trois grabens s'individualisent simultanément, deux au dessus du tapis mobile et un au dessus de la partie fixe. Ces grabens s'approfondissent ensuite sans qu'apparaissent d'autres faille. En coupe, on observe de droite à gauche:

- un graben symétrique limité par deux failles conjuguées,
- un graben symétrique formé par l'union de deux grabens symétriques voisins,
- un graben légèrement asymétrique avec un bloc basculé vers le mur mobile.

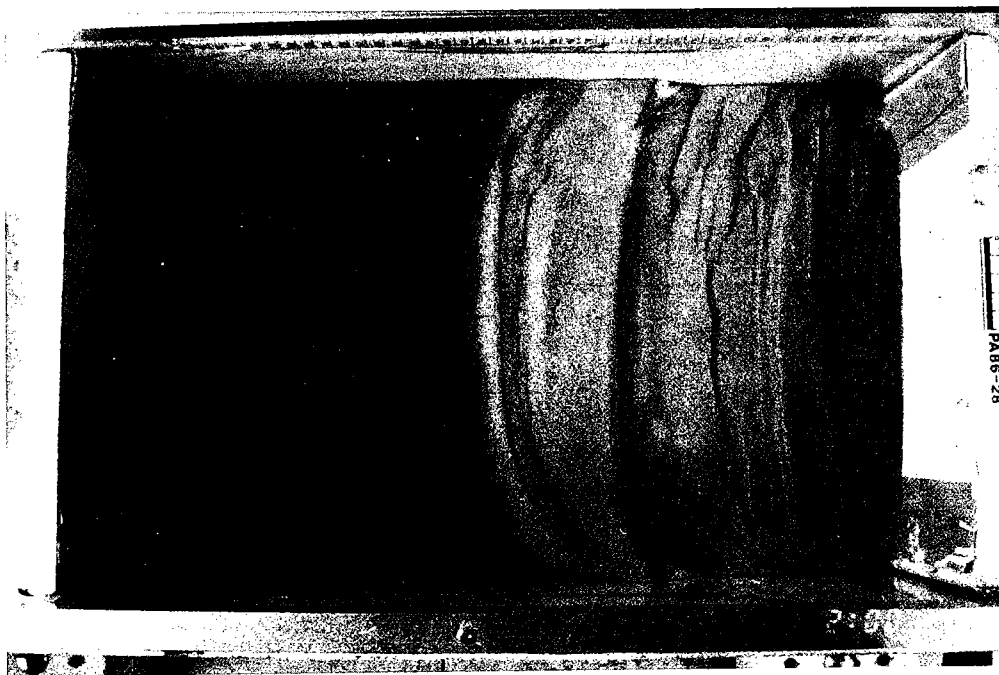
La déformation dans la silicone se répartit entre les bassins les plus extrêmes.

3.4 Résistance fragile intermédiaire (6cm de sable), résistance ductile faible (5cm/h): PA86-31. (Annexe fig.4)

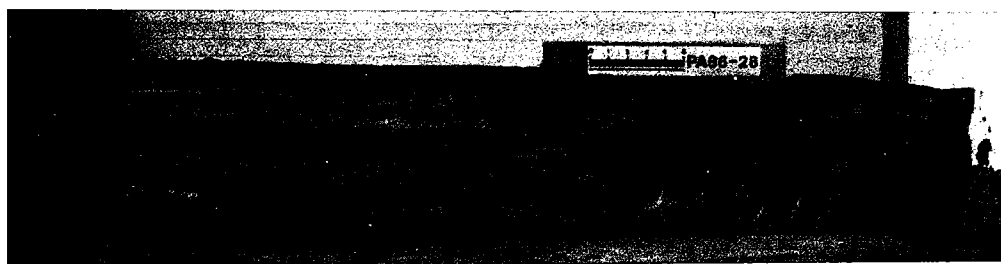
Un graben s'individualise au dessus du tapis mobile. La déformation se concentre ensuite entre les deux failles initiales par des failles à pendage dirigé vers la DV. En coupe ce bassin est asymétrique, limité par une faille du côté de la DV et par 6 failles du côté du mur mobile. La déformation ductile est du même type que la déformation de l'expérience PA86-27.

3.5 Résistance fragile intermédiaire (6cm de sable), forte résistance ductile (15cm/h): PA86-32. (Annexe fig.5)

Trois failles s'individualisent au dessus du tapis mobile en délimitant un bloc basculé vers la DV et un graben situé contre le mur mobile. Le jeu de ces failles se poursuit alors que se développent au dessus de la partie fixe, deux failles à pendage dirigé vers la DV. En coupe, la couche



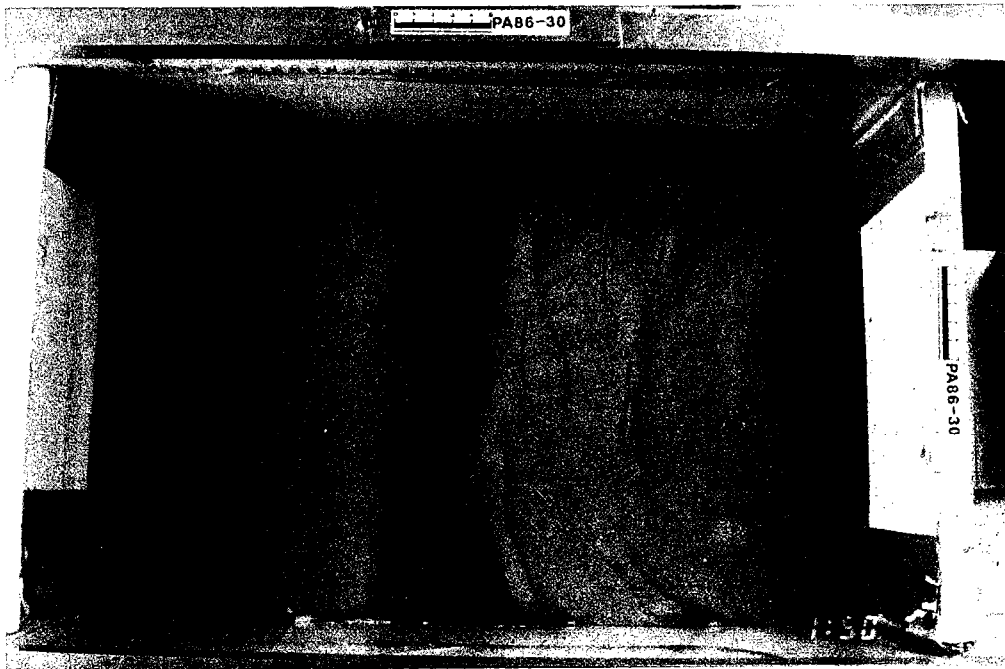
A)



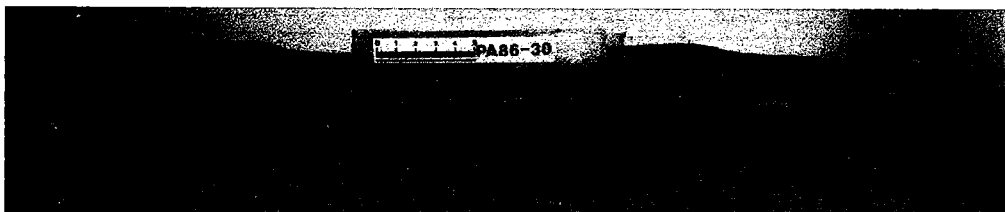
B)



C)

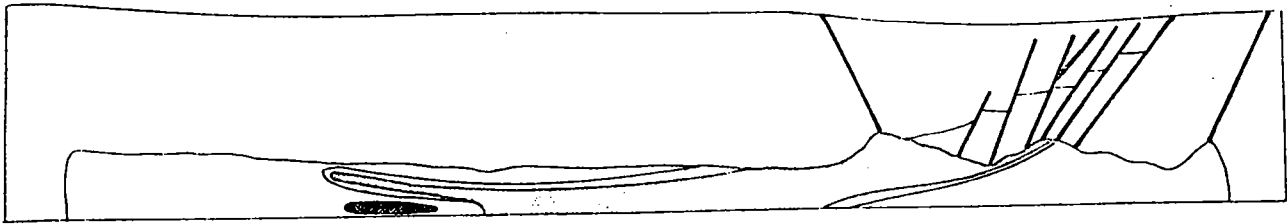


D)



E)

Figure IV.14: A) vue de surface de l'expérience PA86-28 ($V=10\text{cm/h}$, épaisseur de silicone: 3cm, épaisseur de sable: 6cm). B) coupe de l'expérience PA86-28. C) vue de surface de l'expérience PA86-31 ($V=5\text{cm/h}$, épaisseur de sable: 6cm, épaisseur de silicone: 3cm). D) vue de surface de l'expérience PA86-30 ($V=10\text{cm/h}$, épaisseur de sable: 6cm, épaisseur de silicone: 3cm). E) coupe de l'expérience PA86-30.






-  Pendage compris entre 45° et 30°
-  Pendage compris entre 30° et 0°
-  Pendage compris entre 0° et -30°

Figure IV.15: Ligne d'isopendage des marqueurs de la silicone dans l'expérience PA86-31.

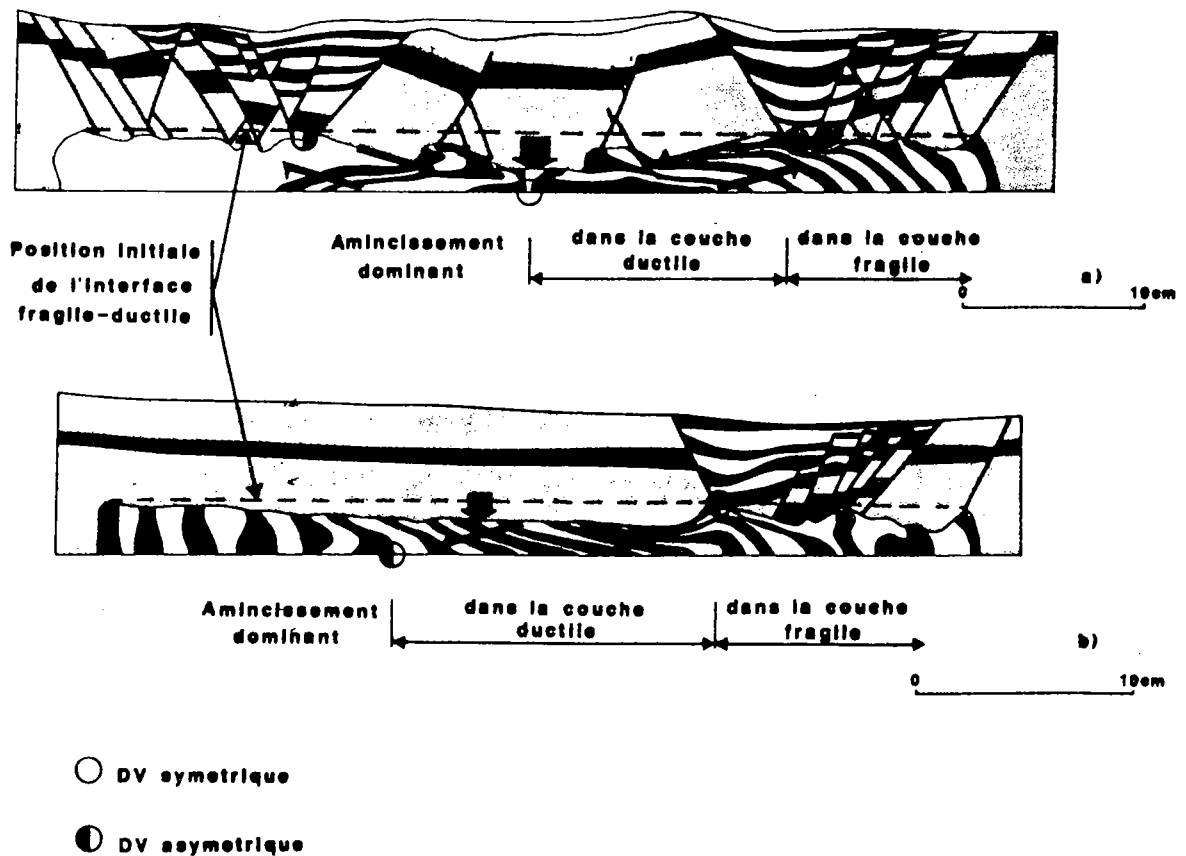


Figure IV.16 Relation entre déformation ductile et déformation fragile dans l'expérience PA86-31 (asymétrique) et l'expérience PA86-23 (symétrique).

de sable est structurée en trois blocs basculés vers le mur fixe et un graben asymétrique situé contre le mur mobile. La couche de silicone présente les mêmes caractéristiques cisailantes que les expériences précédentes et est très amincie autour de la DV du côté du tapis mobile.

3.6. Caractéristiques du champ de déformation et évolution en fonction de la rhéologie.

-Asymétrie du champ de déformation: Chacune des coupes montre que le champ de déformation de ces expériences est asymétrique dans les domaines fragiles et ductiles. Les failles sont concentrées uniquement ou principalement au dessus du tapis mobile. Dans la silicone, la déformation des marqueurs est plus importante au dessus du tapis mobile qu'au dessus du fond fixe.

-Asymétrie des grabens: Dans chaque expérience à résistance fragile intermédiaire ou forte le maximum de profondeur des grabens est systématiquement décalé du côté de la faille la plus proche de la DV indiquant un fonctionnement plus important de celle-ci par rapport aux failles qui lui sont conjuguées. Ceci est visible dans le socle fragile. La couche repère dessine systématiquement un roll-over montrant la concentration du rejeu sur une faille à pendage dirigé vers le mur mobile (faille permanente). Les failles conjuguées de la faille permanente ont une durée de fonctionnement limitée comme le montre le remplissage des bassins (failles transitoires).

Dans le cas de grabens formés dans une couche de sable à faible résistance, ou de grabens tardifs et donc faiblement développés, ceux-ci sont symétriques, limités par deux seules failles conjuguées. Dans le cas de l'expérience, PA86-28, le bassin le plus proche de la DV est en voie d'asymétrisation, un début de roll-over se dessinant. Ceci montre le caractère tardif de l'asymétrie.

- Déformation ductile: Les marqueurs initialement verticaux de la silicone visualisent le champ de déformation cisailant pour chaque expérience. La figure IV.15 représente pour l'expérience PA86-30 les lignes d'isopendage des marqueurs déformés. Une zone de cisaillement faiblement inclinée, relie la DV au fond du bassin du côté du tapis mobile. Du côté du fond fixe, la silicone s'écoule entre deux parois constituées par l'interface fragile/ductile et le fond fixe, comme le montrent les deux zones de cisaillement opposées superposées.

TABLEAU IV.2: *Couplage relatif pour les expériences asymétriques. En ombré, les expériences non réalisées.*

FRAGILE CM VITESSE CM/H	3	6	9
15	6	3	2
10	4	2	1,32
5	2	1	0,66

TABLEAU IV.3: *Couplage et concentration de la déformation exprimée par le rapport entre la largeur de la zone déformée et l'épaisseur initiale de la couche de sable.*

REFERENCE	COUPLAGE	CONCENTRATION
PA86-31	1	2,2
PA86-27	1,32	2,5
PA86-28	2	2,8
PA86-32	3	6
PA86-30	4	7,5

Ces caractéristiques se retrouvent dans chaque expérience. La silicone étant un matériau ductile non localisant, ces caractéristiques sont donc dues aux conditions aux limites imposées au système. La bande de cisaillement accomode les déplacements entre les blocs de sable qui restent fixes au dessus de la DV et ceux qui s'éloignent avec le mur mobile.

-Relations entre déformation ductile et déformation cassante: Sous le graben (fig. IV.16), l'épaisseur de la zone de cisaillement diminue alors que les marqueurs sont très amincis et déformés au contact avec le sable. A l'aplomb de la DV, le sable n'est pas déformé alors que la silicone est très cisailée. L'épaisseur de la silicone décroît depuis le graben jusqu'à la DV. Il existe donc un décalage spatial entre déformation cassante et déformation ductile.

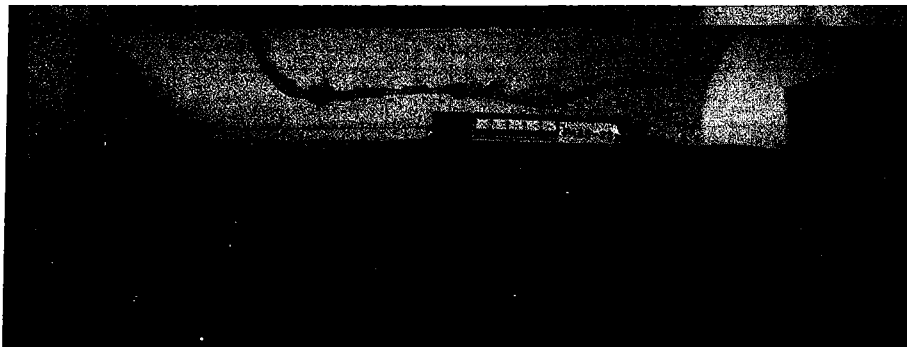
Le sens de cisaillement dans la silicone est toujours synthétique du cisaillement sur les failles transitoires.

-Evolution du champ de déformation en fonction des paramètres rhéologiques: Le tableau IV.2 donne les couplages relatifs des différentes expériences. La déformation se concentre avec la chute du couplage (tableau IV.3). Le caractère non coaxial de la déformation (présence d'un roll-over) apparaît avec l'augmentation de la résistance fragile.

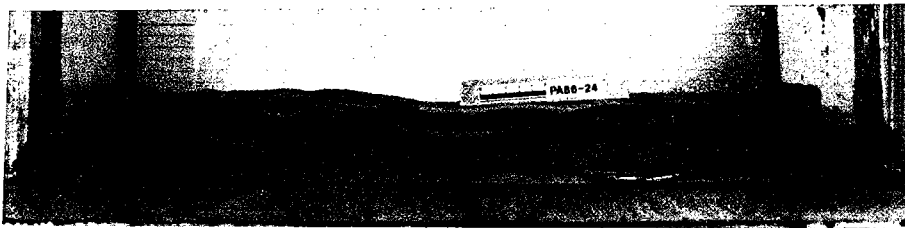
4. Expériences symétriques. (fig. IV.17)

TABLEAU IV.4: *Rhéologie des expériences symétriques.*

RESISTANCE FRAGILE				
RESISTANCE DUCTILE	TRES FAIBLE Ep. Sa<2cm	FAIBLE Ep. Sa<4cm	MOYENNE Ep Sa<7cm	FORTE Ep. Sa.>7Cm
TRES FAIBLE				PA86-12
FAIBLE			PA86-15	PA86-14
MOYENNE	PA86-19 PA86-20 PA86-25	PA86-24	PA86-01 PA86-11 PA86-05 PA86-06 PA86-23	PA86-17 PA86-02
FORTE	PA86-18		PA86-04	PA86-03



A)

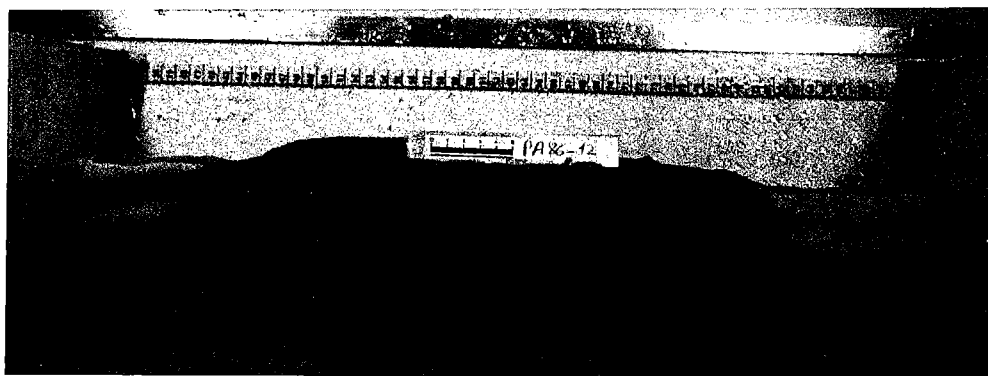


B)



C)

Figure IV.17: A) Coupe d'une expérience à résistance fragile forte et à résistance ductile intermédiaire. B) Coupe d'une expérience à résistance fragile intermédiaire et à résistance ductile intermédiaire. C) Coupe d'une expérience à très faible résistance fragile. D) Coupe d'une expérience à résistance fragile forte et à résistance ductile faible.



Les expériences sont décrites en fonction de leurs caractères rhéologiques. Le tableau IV.4 permet de situer chaque expérience dans le champ résistance fragile/ résistance ductile.

4.1 Très faible résistance fragile (épaisseur de sable inférieure à 3 cm), résistance ductile forte ou moyenne: (Annexe fig. 6, 7, 8, 9)

La déformation s'initie le long de deux bandes de 1 cm de large environ, réparties de part et d'autre la DV et espacées de 2 à 3 cm. Les dépôts successifs ne sont pas affectés par des failles et remplissent une cuvette qui se forme à l'aplomb de la DV. En coupe, le sable est affecté de quelques failles normales à pendage dirigé vers la DV. Ces failles sont parfois absentes, les couches de sable sont alors flexurées. La silicone est très amincie et cisailée sous le bassin. La déformation ductile s'amortit rapidement à l'aplomb de la zone cassante indéformée.

4.2. Résistance fragile faible (épaisseur de sable comprise entre 3 et 5 cm) et résistance ductile intermédiaire: (Annexe fig. 10, 11)

Deux grabens s'initient de part et d'autre d'un horst de 5 et 7 cm de large, situé à l'aplomb de la DV. La déformation se poursuit dans ces grabens, alors que le horst subside parfois suffisamment pour être recouvert par les dépôts. Un autre graben se forme ensuite de chaque côté, entre les murs mobiles et les grabens déjà formés. En coupe, ces grabens sont symétriques, le maximum de profondeur étant situé à mi-distance environ des deux failles limitant le bassin. La silicone est très déformée depuis la DV jusqu'au bassin le plus proche de la DV. Elle est moins déformée ensuite.

4.3. Faible ou très faible résistance ductile et résistance fragile moyenne ou forte: (Annexe fig. 12, 13, 14)

La déformation s'initie par deux failles à pendage externe qui délimitent avec chaque mur mobile un graben étroit. L'intérieur de ces grabens se faille ensuite sans que la déformation ne progresse vers l'intérieur de la maquette. En coupe un horst, dont la base a la longueur initiale de la maquette, sépare deux bassins à structure complexe. Les failles limitant le horst ont fonctionné tout le long de l'expérience, et sont donc pour les grabens des failles permanentes. La silicone est amincie et cisailée depuis la DV jusqu'aux murs mobiles.

4.4. Résistance ductile intermédiaire et résistance fragile intermédiaire ou forte: (Annexe fig. 15, 21)

Deux grabens s'initient isolant un horst de 10 à 15 cm de large centré sur la DV. Quelques failles apparaissent à l'extérieur de ces grabens contre les murs mobiles, mais la déformation se concentre principalement dans les grabens initiaux. En coupe, ces grabens sont en général asymétriques, limités par une ou deux failles délimitant le horst et par des failles plus nombreuses isolant 3 ou 4 blocs basculés vers l'extérieur de la maquette. Deux zones cisailantes opposées, de faible pendage, affectent la zone ductile depuis la DV jusqu'à l'aplomb des grabens.

4.5. Forte résistance ductile et résistance fragile moyenne ou forte: (Annexe fig. 22, 23)

Deux zones de déformation se développent, isolant un horst étroit (inférieur à 7 cm de large) situé à l'aplomb de la DV. La déformation se poursuit de part et d'autre du horst alors que celui-ci est progressivement fracturé. En coupe, un horst très étroit est encadré par deux grabens asymétriques. Toute la partie cassante est affectée par des failles normales dont le pendage est dirigé en majorité vers les DV. La silicone est amincie sous le horst.

4.6. Les caractéristiques du champ de déformation et ses évolutions en fonction de la rhéologie:

-Asymétrie des grabens: Quand des grabens sont nettement individualisés dans les expériences et que la couche de sable est supérieure à 5 cm, ces grabens sont généralement asymétriques. Le maximum de profondeur est situé au pied du horst. La couche repère dessine alors un roll-over indiquant que la faille limitant le horst a plus fonctionné que les failles qui lui sont conjuguées. Les différentes couches constituant le remplissage restent horizontales, la somme des jeux sur la faille permanente est égale au jeu sur toutes les autres failles. Une reconstitution de l'évolution d'un bassin de l'expérience PA86-23 (fig.IV.18) montre que les failles délimitant des blocs basculés sont des failles transitoires et que les plus internes du bassin sont les plus récentes.

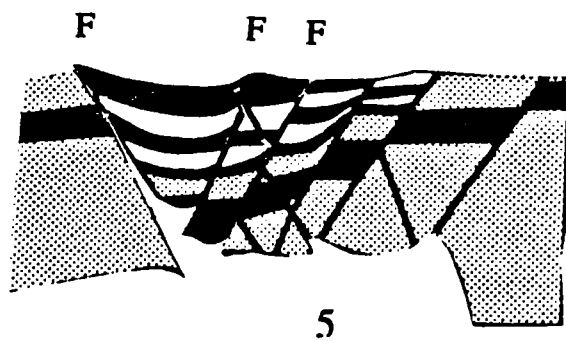
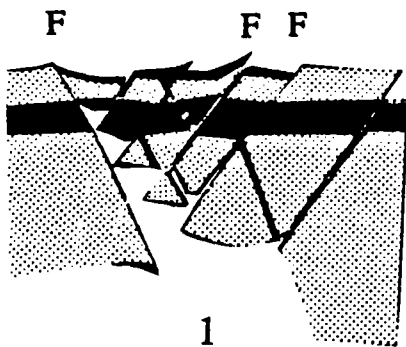
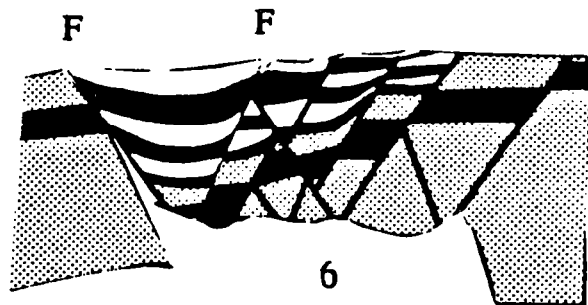
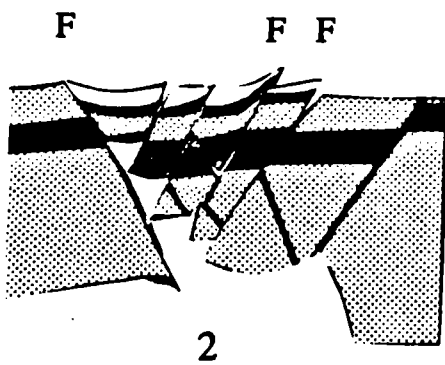
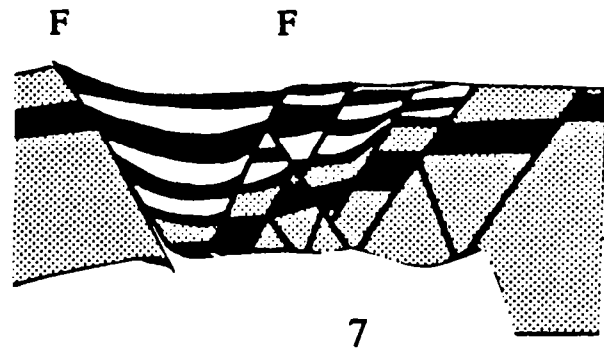
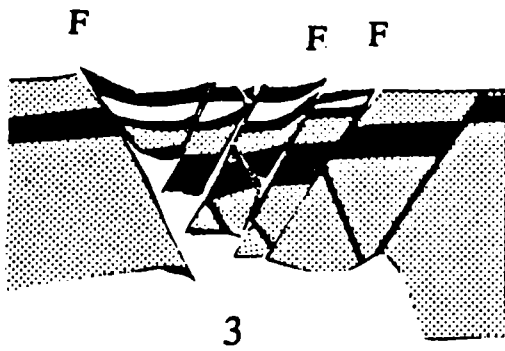
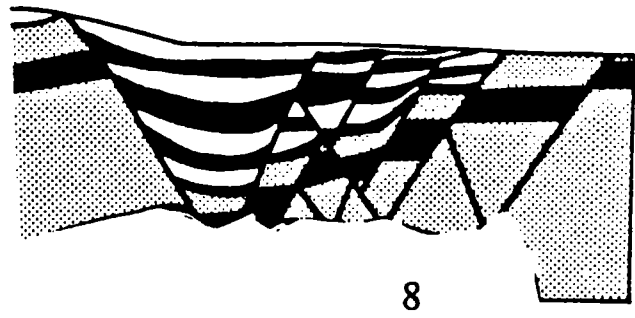
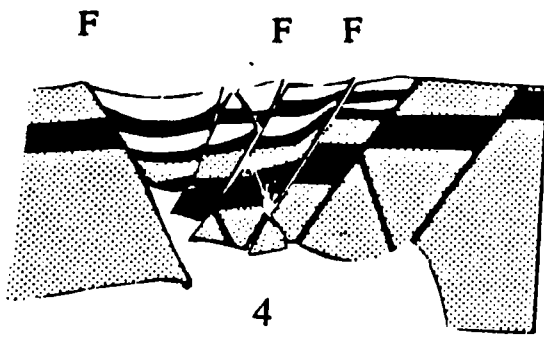
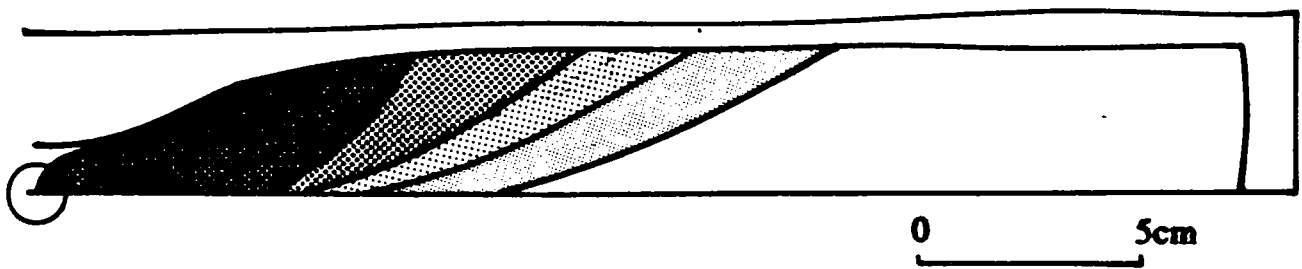
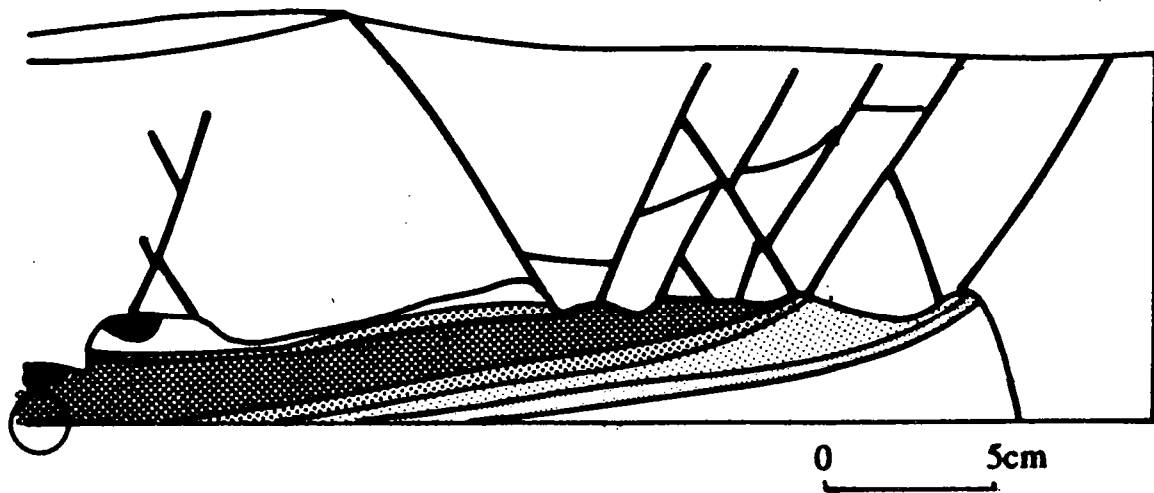


Figure IV.18: Reconstitution de l'évolution d'un bassin de l'expérience PA86-23 (F: failles fonctionnant entre deux étapes).



 PENDAGE COMPRIS ENTRE 60 et 45°

 PENDAGE COMPRIS ENTRE 45 et 30°

 PENDAGE COMPRIS ENTRE 30 et 15°

 PENDAGE COMPRIS ENTRE 15 et 0°

 PENDAGE COMPRIS ENTRE 0 et -30°

Figure IV.19: Lignes d'isopendage des marqueurs dans la silicone pour deux expériences.

-Symétrie du champ de déformation: il existe deux catégories de champ de déformation:

- +un bassin centré au dessus de la DV
- +une ou plusieurs paires de grabens réparties symétriquement par rapport à un horst central situé au dessus de la DV.

Le bassin situé au dessus de la DV présente une symétrie miroir par rapport à un plan vertical passant par la DV. Le champ de déformation est donc symétrique.

Dans le deuxième cas, les grabens sont répartis symétriquement par rapport à un plan vertical passant par la DV et lorsqu'ils sont asymétriques, ils sont en asymétrie miroir par rapport à ce plan. Le champ de déformation est donc symétrique.

-Déformation ductile: le champ de déformation ductile (fig.IV.19) est très semblable au champ de déformation ductile des expériences asymétriques du côté du tapis mobile. Deux zones de cisaillement intenses et opposées relient la DV au fond des grabens situés de part et d'autre du horst central. Le champ de déformation ductile est donc lui aussi symétrique. Les lignes d'isopendage plongent dans la DV de sorte qu'une zone triangulaire à pointe dirigée vers la DV est préservée de la déformation. La surface de cette zone décroît avec la diminution de la résistance fragile (PA86-23, 24, 25).

Les relations entre déformation ductile et déformation fragile sont identiques dans les expériences symétriques et asymétriques (fig.IV.16).

-Evolution du champ de déformation en fonction des paramètres rhéologiques: le couplage relatif n'a pu être estimé précisément dans ces expériences du fait de la grande variabilité des autres paramètres (épaisseur ductile, viscosité de la silicone, etc...).

Cependant deux grands types d'évolution se dessinent en fonction du couplage et de la résistance fragile.

Pour une forte résistance fragile (fig.IV.20) une augmentation du couplage provoque la diminution de la largeur du horst, la délocalisation de la déformation et l'augmentation de la symétrie du champ de déformation fragile.

COUPLAGE
+ →

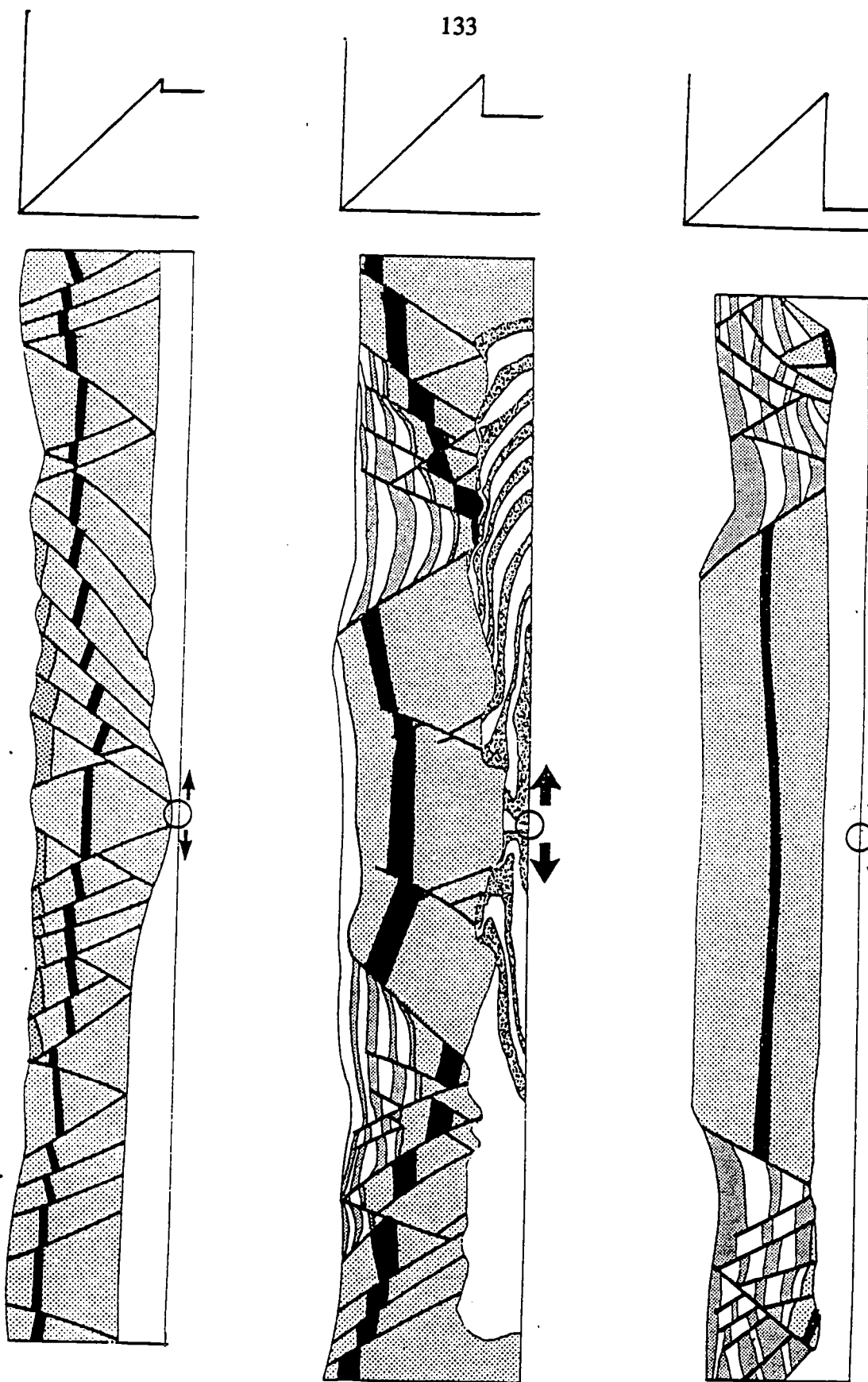


Figure IV.20: Effets d'une augmentation de couplage pour une forte résistance fragile.

RESISTANCE
FRAGILE
+

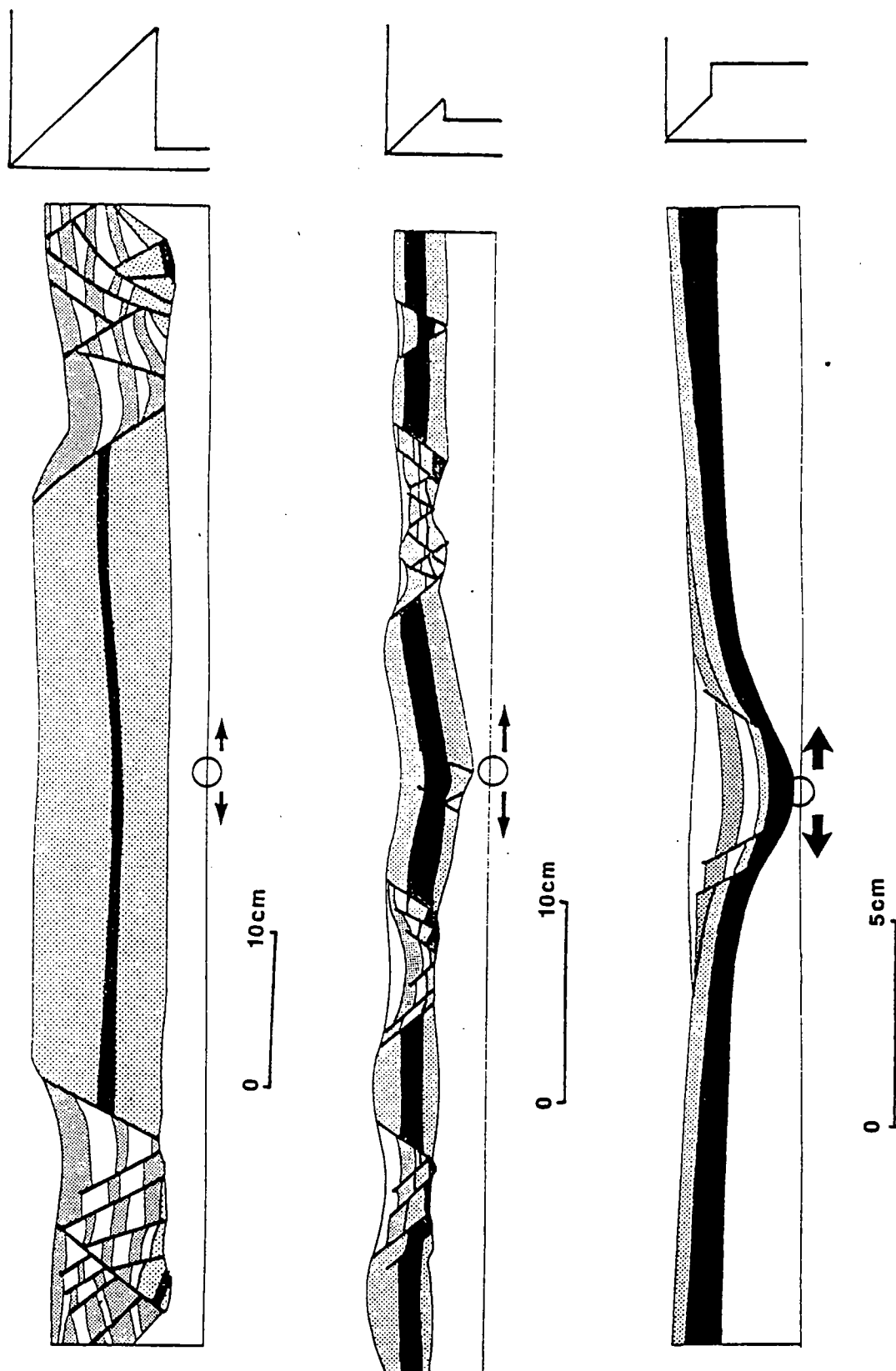


Figure IV.22: Effets d'une augmentation de la résistance fragile pour un faible couplage.

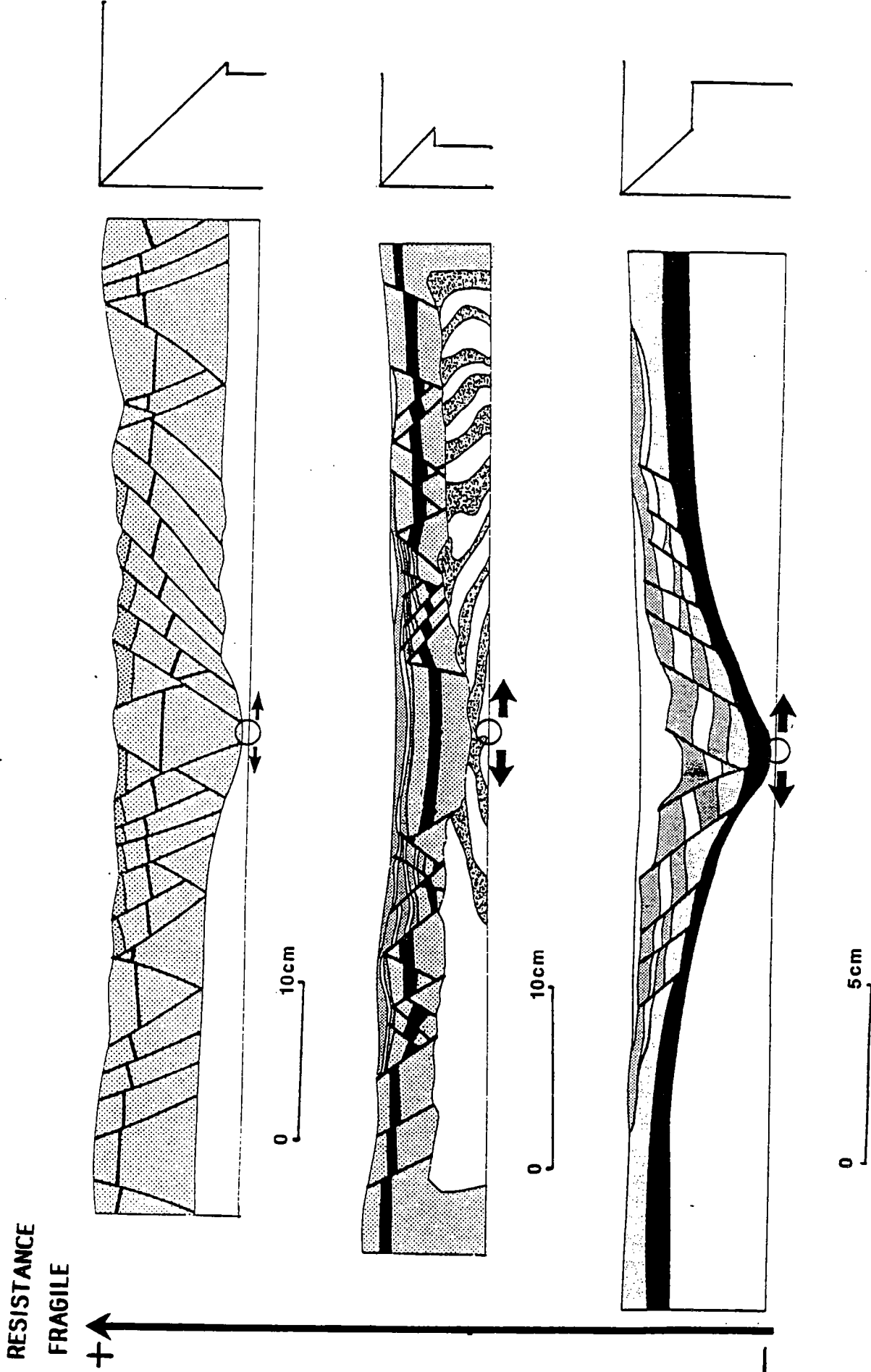


Figure IV.21 Effets d'une augmentation de la résistance fragile pour un fort couplage.

Pour un fort couplage (fig.IV.21), une augmentation de la résistance fragile provoque une baisse de l'influence de la flexuration de la couche ductile sur le champ de déformation fragile et une asymétrisation du champ de déformation fragile.

A faible couplage, une augmentation de la résistance fragile provoque l'éloignement des grabens jusqu'à leur rejet contre les murs mobiles (fig. IV.22).

5. Approche de la mécanique des expériences (fig. IV.23).

L'approche de la mécanique des expériences permet d'expliquer les différents champs de déformation observés en étudiant l'intensité du champ de contrainte libéré à l'interface fragile-ductile par la déformation de la silicone.

Avant rupture de la couche de sable, la silicone a une vitesse nulle contre le sable et la vitesse imposée par le tapis contre celui-ci. Dans le cas d'une DV symétrique, il existe donc un plan où les vitesses horizontales sont nulles à l'aplomb de la DV. Ce plan est confondu avec le plan de symétrie miroir du champ de déformation. Ces conditions aux limites imposent le champ de vitesse dans la couche de silicone:

- loin de la DV, la silicone étant un fluide visqueux le profil de vitesse est linéaire: vitesse nulle contre le sable et vitesse du tapis contre le tapis.

- tout près de la DV, les vitesses sont influencées par la ligne verticale de vitesses horizontales nulles. Contre le tapis, la silicone a la vitesse du tapis. Cette vitesse décroît rapidement avec l'éloignement du tapis. Sur une colonne de silicone, centrée sur la DV, seule la base de la colonne a une vitesse horizontale non nulle.

Il existe donc une zone de transition depuis la ligne de vitesse nulle jusqu'à la zone à profil de vitesse linéaire. Dans cette zone de transition, le long d'une ligne horizontale, la vitesse augmente avec la distance à la DV, sur une colonne les vitesses augmentent avec le rapprochement du tapis. C'est donc dans la zone la plus éloignée du tapis, au voisinage de la transition fragile-ductile, que le profil s'équilibre en dernier.

Au champ de contrainte dû au poids du sable, se superpose donc une contrainte cisailante croissante depuis le plan de symétrie jusqu'à la

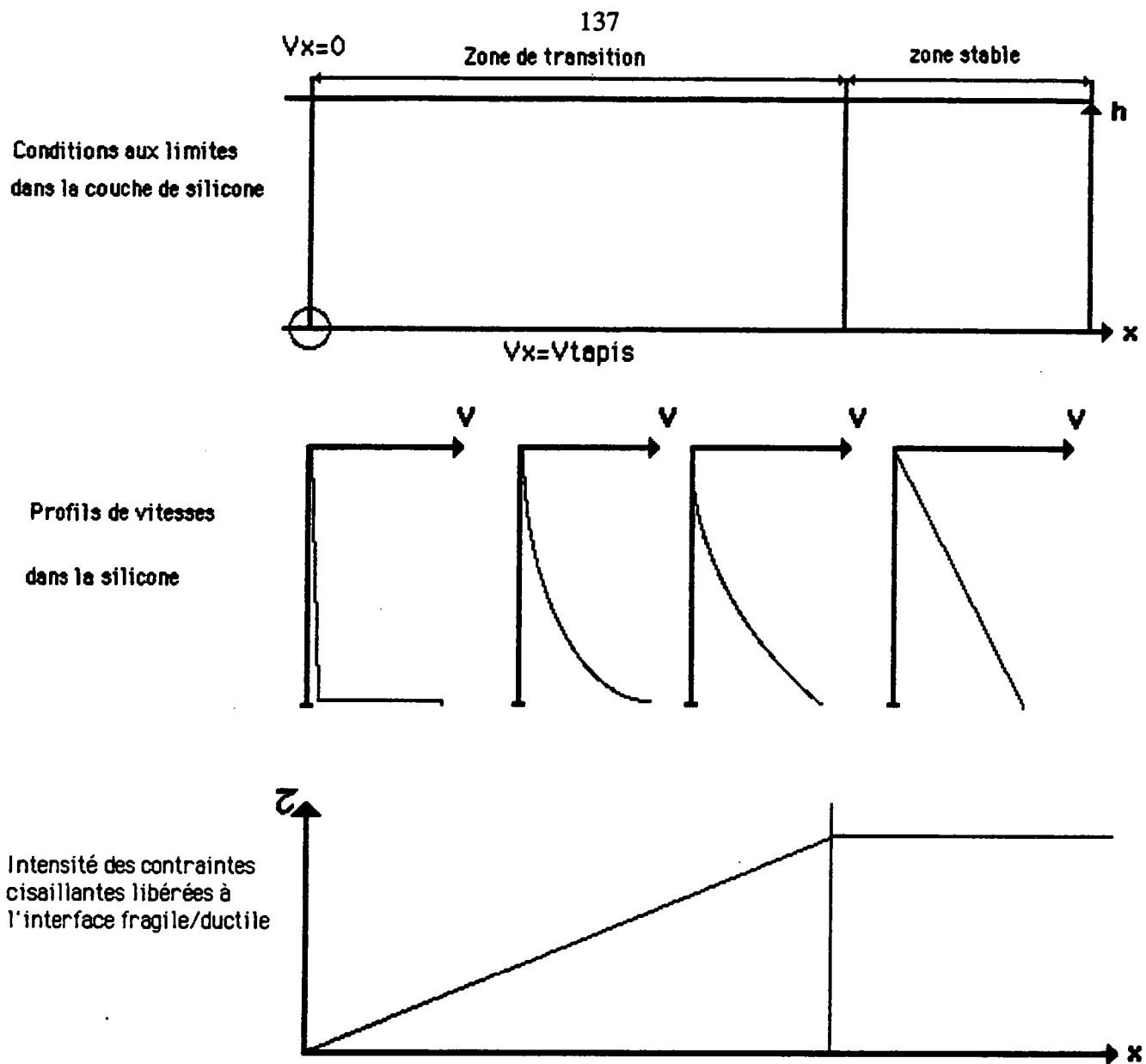


Figure IV.23: Conditions aux limites, profil de vitesse et intensité des contraintes cisaillantes créées à l'interface fragile-ductile dans une expérience à DV symétrique.

zone à vitesse constante. Les évolutions décrites précédemment peuvent s'expliquer par les effets de cette superposition:

-A forte résistance fragile, trois cas peuvent se présenter:

+la superposition des deux champs est insuffisante pour provoquer la rupture, les grabens sont renvoyés contre les murs mobiles.

+la superposition de deux champs est suffisante pour provoquer la rupture dans la zone à champ de vitesse constante. Une fois la rupture réalisée, le profil de vitesse sous le bloc solidaire du mur mobile est modifié. Les contraintes libérées sont moins fortes, la déformation se concentre dans la zone de rupture.

+l'intensité résultant de la superposition est très élevée par rapport au seuil de rupture. De nombreuses failles peuvent alors apparaître et se développer simultanément.

-A forte résistance ductile:

+pour une très faible ou faible résistance fragile, le seuil de rupture est atteint très près de la DV dans la zone transitoire. Deux radeaux de sable sont alors entraînés par la silicone dont l'épaisseur diminue rapidement au dessus de la DV. La flexuration de la couche de sable devient le mécanisme de la formation du bassin.

+pour une forte résistance fragile, Cf paragraphe précédent.

-A faible résistance ductile:

+pour une très faible ou faible résistance fragile, la flexuration domine.

+pour une faible résistance fragile, le seuil de rupture est atteint dans la zone à profil de vitesse constante et permet la formation d'un ou deux grabens.

+pour une forte résistance fragile, le seuil de rupture n'est pas atteint, les grabens se forment contre les murs mobiles.

-Ce type de variation de vitesse dans la silicone provoque une variation du profil de résistance au cisaillement au travers tout le model. Ce profil ne sera pas aussi simple que celui proposé dans la section à vitesse constante. De plus, le profil proposé dans la section à vitesse constante ne sera valable qu'avant la rupture.

6. Comparaison des expériences représentatives de la croûte, avec les expériences représentatives de la lithosphère.

Dans les expériences représentatives de la croûte, un effet ne peut pas être pris en compte: la modification du champ de déformation de la couche fragile profonde en fonction de la rhéologie des couches qui l'encadrent. Dans ces expériences, l'étude s'est limitée à une zone de déformation dans le manteau (DV).

Dans les expériences représentatives de la lithosphère, l'homogénéité de la couche fragile profonde n'a pas permis d'étudier la réponse des couches sus-jacentes à une déformation asymétrique en profondeur. Cependant la similitude des résultats expérimentaux, entre expériences à DV basale symétrique avec une couche de sable résistante, et l'expérience représentative de la lithosphère à quatre couches avec un fort couplage de la couche ductile intermédiaire, montre qu'une DV est assimilable à une déformation localisée en profondeur.

Les effets de la rhéologie sont aussi conservés. Une forte résistance de la couche ductile concentre dans les deux cas la déformation autour de la DV alors qu'une faible résistance ductile permet un fort décalage entre déformation profonde et déformation superficielle.

7. Conclusions

Ces expériences confirment l'existence d'un décalage entre déformation superficielle et déformation mantellique en présence d'une croûte inférieure ductile et permettent de préciser le rôle de la symétrie des conditions aux limites et les effets de la rhéologie crustale dans le champ de déformation associé au rifting:

- la symétrie du champ de déformation se calque sur la symétrie des conditions aux limites.
- pour une forte résistance fragile, une augmentation du couplage fragile-ductile augmente la largeur de la zone déformée.
- pour un faible couplage fragile-ductile, une augmentation de la résistance fragile accentue le décalage entre extension profonde et extension superficielle.
- pour un fort couplage fragile-ductile, une chute de la résistance fragile entraîne une augmentation de l'importance de la flexuration de la couche cassante, imposée par la déformation de la silicone au dessus de la DV.

D. Conclusions

Trois types de conclusions peuvent être tirées:

-Champ de déformation:

- +l'asymétrie est une conséquence du mode de développement du rift. Elle n'apparaît qu'au bout d'une certaine quantité d'extension.
- +l'asymétrie d'un graben est liée au fonctionnement d'un cisaillement ductile à la base du rift. Ce cisaillement est synthétique du cisaillement sur les failles limitant les blocs basculés.
- +Ce cisaillement est la conséquence du décalage entre déformation superficielle et déformation profonde. Il permet leur accommodation.

-Rhéologie:

- +un rift asymétrique ne se développe que dans une maquette représentative d'une lithosphère au moins tricouche.
- +le décalage entre déformation profonde et déformation superficielle augmente avec une diminution du couplage fragile-ductile entre les deux couches superficielles.
- +la largeur de la zone déformée superficielle augmente avec une augmentation du couplage fragile-ductile.
- +le développement de blocs basculés semble être favorisé quand l'épaisseur fragile augmente.

-Conditions aux limites:

- +en conditions aux limites asymétriques, une couche fragile encadrée de deux couches ductiles (lithosphère quadricouche) se déforme de façon symétrique.
- +la symétrie du champ de déformation de la couche la plus résistante contrôle la symétrie du champ de déformation de toute la maquette.

Dans le chapitre suivant, ces résultats vont être appliqués à la lithosphère continentale.

V. APPORT DE LA MODELISATION EXPERIMENTALE A L'ETUDE DU RIFTING CONTINENTAL.

1 Introduction.

Par son approche la modélisation expérimentale fournit deux types d'apport à l'étude du rift continental:

- des apports sur la structure des rifts: elle permet l'étude de leur fonctionnement et de leur champ de déformation en surface et en profondeur.

- des apports sur la rhéologie de la lithosphère: en utilisant les rifts comme marqueurs, elle permet de préciser la rhéologie de la lithosphère pendant le rifting.

2. Signification géologique des DVI et DVb.

Une extension ponctuelle a été appliquée sur les maquettes soit latéralement (DVI) sur les expériences représentatives de la lithosphère soit à la base (DVb) sur les expériences représentatives de la croûte.

-DVI: Les rifts sont l'expression de l'écartement de deux plaques. Les cartes des rifts (fig. I.1 pour le rift rhénan, fig. I.15 pour les rifts de Chine, fig. I.20 pour les rifts africains) montrent que les rifts ne s'ouvrent pas en "boutonnière" mais qu'à une de leurs extrémités au moins, ils s'interrompent sur un décrochement. Ce décrochement constitue la limite entre les deux plaques qui s'écartent et une troisième plaque, et accomode les déplacements relatifs entre ces trois plaques. La direction des rifts est fortement guidée par des directions de structuration préexistante. Une direction guide l'extension, une autre permet d'accomoder les décrochements aux limites de plaques. Les DVI se placent, dans le champ de contrainte extensif produisant le rifting, dans le lieu de faiblesse maximal que constitue l'intersection de ces deux zones de structuration.

-exemple: Le rift rhénan (fig. V.1) est limité au Nord par la faille de Metz et au Sud par la zone décrochante Bresse-Rhin. Ces deux limites correspondent à des zones de décrochement tardi-hercynien (Arthaud et Matte, 1975). Le rift s'est localisé le long d'une zone structurée Nord-Sud (Arthaud et Matte, 1975). Deux DVI se sont donc initiées dans le champ de contrainte extensif général de la plaque européenne à l'Oligocène, l'une à l'intersection entre la zone structurée Nord-Sud et la faille de Metz et l'autre à l'intersection entre la zone structurée Nord-Sud et le décrochement hercynien au Sud du rift.

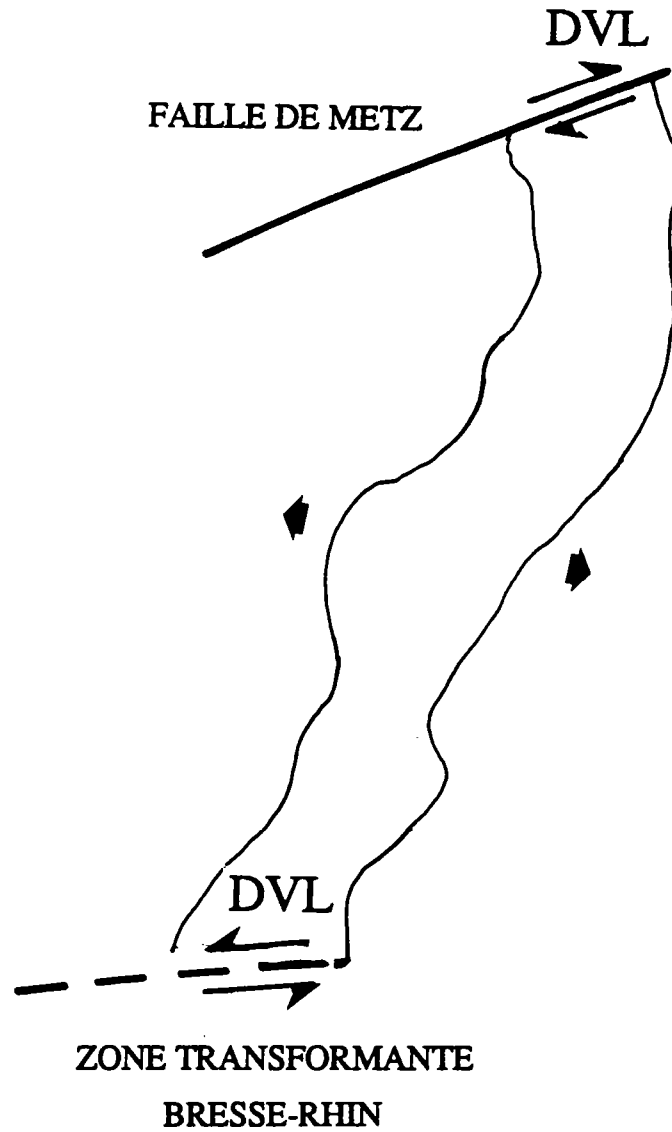


Figure V.1: Position des DVL dans le rift rhénan, à l'intersection de deux directions de faiblesse préexistantes.

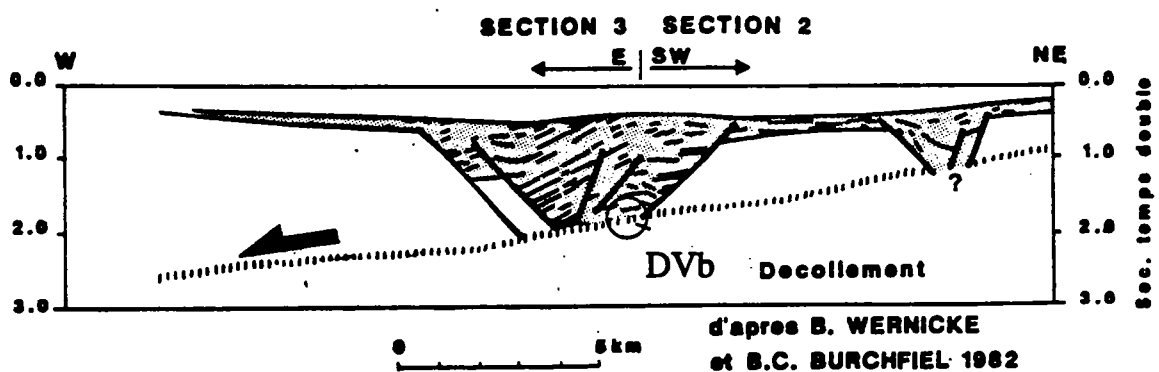


Figure V.2: Position d'une DVb à la base d'un niveau de décollement.

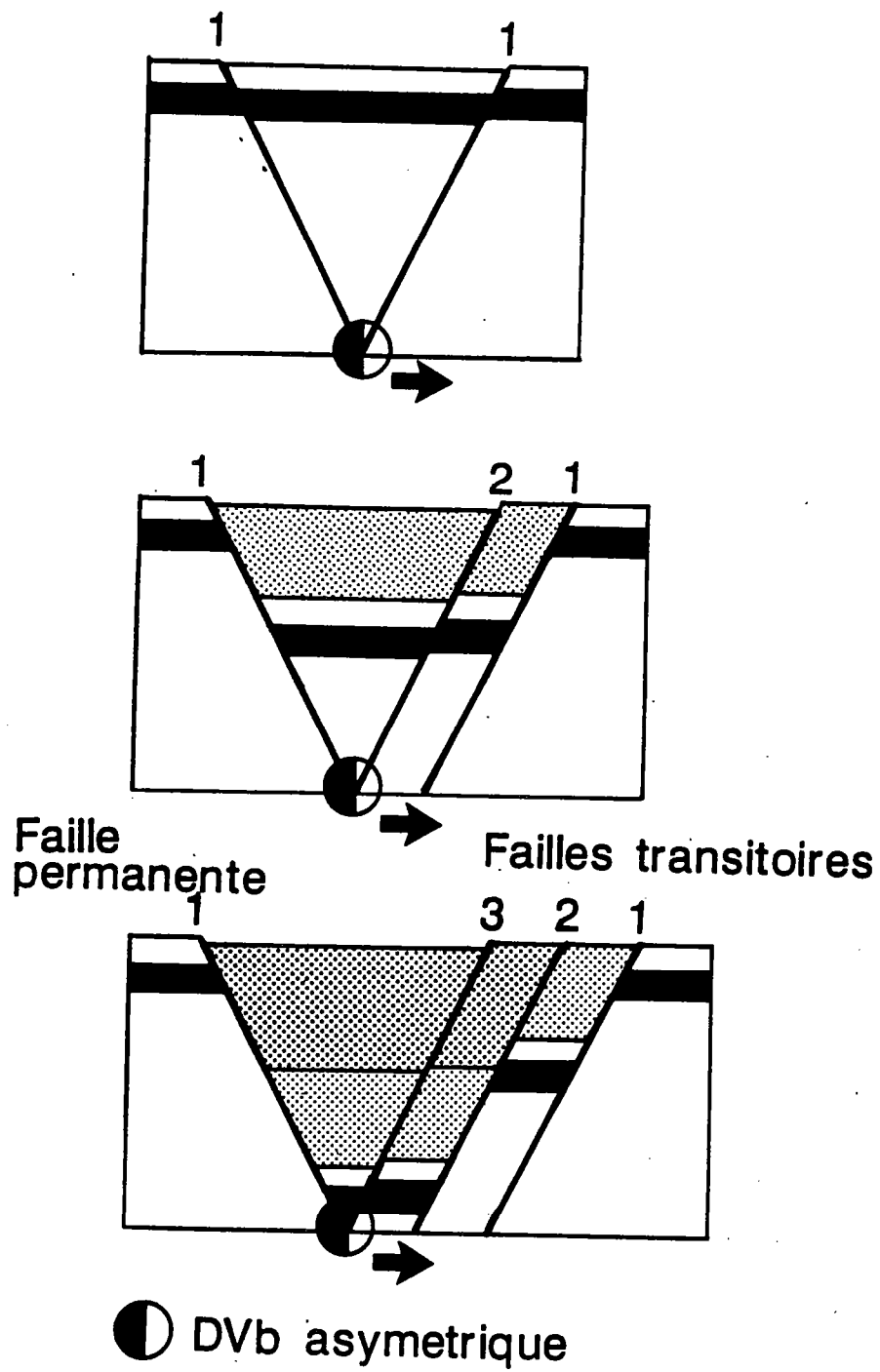


Figure V.3: *Fonctionnement d'un rift continental.*

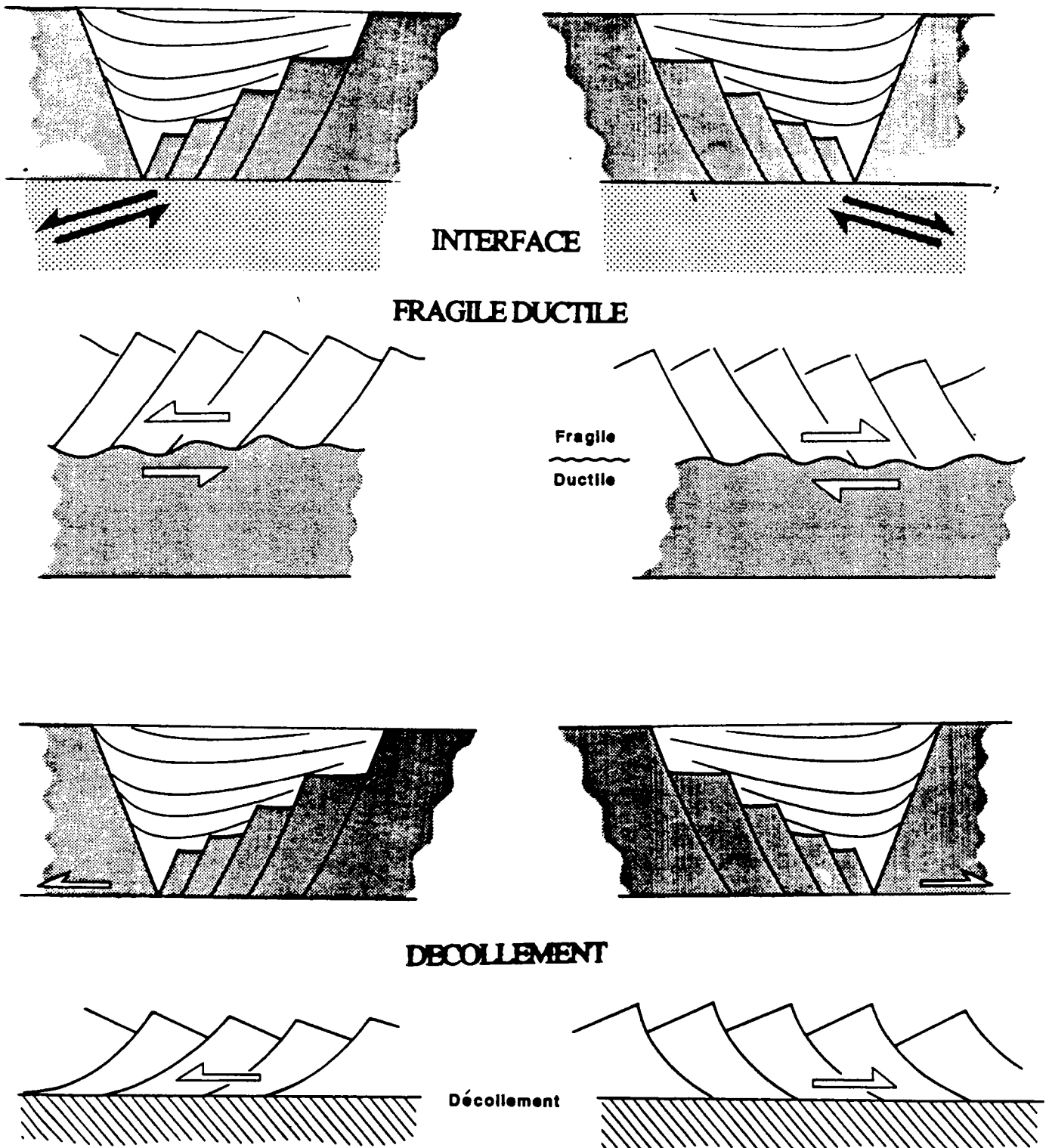


Figure V.4: Sens de cisaillement associé à une géométrie à blocs basculés (d'après Brun et al, 1985). Pour un niveau de décollement, le sens du mouvement sur les failles, limitant les blocs basculés donne le sens du décollement.

-DVb: Dans nos expériences les DVb constituent des zones d'extension locales situées sur un interface rhéologique. Selon la nature de cet interface, plusieurs causes sont envisageables pour cette DVb:

-Interface superficiel dans la croûte (niveau de décollement) (fig V.2). La DVb se situe à l'intersection du niveau de décollement et des failles limitant un bassin dans la couche située au dessus du niveau de décollement.

-Transition fragile-ductile intracrustale: les DVb sont alors situées à l'intersection entre un graben et une zone de déformation étroite de la croûte inférieure ductile (zone de cisaillement).

-Transition ductile-fragile au Moho: les DVb résultent du déplacement au niveau du moho entre deux compartiments fragiles mantelliques séparés par une zone de failles

3. Fonctionnement des rifts: asymétrie et cisaillement basal.

L'asymétrie des rifts continentaux en surface semble générale, elle résulte de leur fonctionnement. Les expériences montrent qu'une DV asymétrique appliquée à la base d'une couche fragile induit la formation de deux failles conjuguées connectées à cette DV. L'une des deux failles qui reste connectée à la DV, fonctionne tout au long de l'expérience (faille permanente) alors que l'autre faille s'en éloigne passivement et que son fonctionnement cesse progressivement (faille transitoire). Elle est alors prise en relais par une nouvelle faille transitoire, plus interne qui lui est parallèle. Un bloc basculé est alors délimité. Le processus se renouvelle tant que dure l'extension. Ce phénomène entraîne une dissymétrie dans le remplissage sédimentaire, le maximum de profondeur du rift est situé au pied de la faille permanente. (fig. V.3)

Ce fonctionnement est démontré dans la nature par une série de coupes équilibrées du fossé rhénan (fig I.3), les premières failles apparues sont les plus externes du rift. Une des deux failles (la faille Est) fonctionne pendant toute la durée du rift alors que l'autre cesse progressivement et est prise en relais par une faille parallèle plus interne.

Les expériences, à l'échelle lithosphérique et crustale, montrent que l'asymétrie des rifts est le témoin d'un cisaillement ductile à la base de ceux-ci. Le cisaillement est synthétique du cisaillement sur les failles qui limitent les blocs basculés. Une asymétrie "droite" indiquera donc la

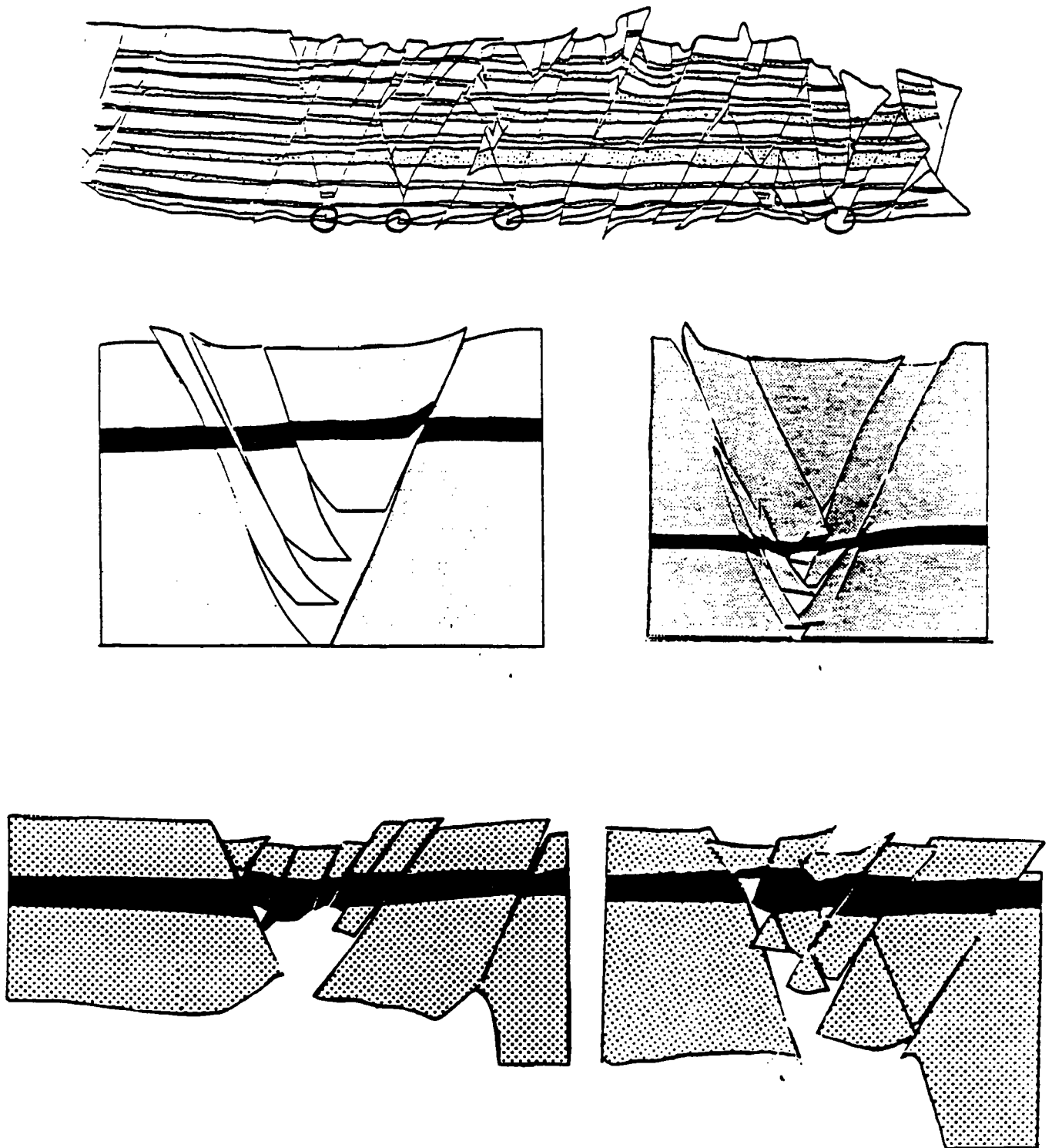


Figure V.5: *Reconstitution de l'état initial de la couche cassante de quelques expériences: A) Expérience de Faugère (1985). B) Expérience sable seul à DV asymétrique. C) Expérience sable seul à DV symétrique. D) Expérience PA86-31. E) Expérience PA86-23.*

présence d'un cisaillement dextre en profondeur. Une asymétrie "gauche" indiquera la présence d'un cisaillement senestre en profondeur. On retrouve là le résultat de Faugère (1985) et Faugère et Brun (1985) (fig V.4).

4 Profondeur de l'interface fragile/ductile.

Les reconstitutions géométriques de l'état initial des maquettes, selon la méthode décrite par Faugère (1985), montrent non seulement sur les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse mais plus généralement sur les expériences en extension, que deux failles conjuguées s'initient en un même point sur l'interface fragile-ductile (fig. V.5).

Connaissant le pendage des failles (60°) la distance entre deux failles conjuguées en surface est donc directement proportionnelle à la profondeur de l'interface fragile-ductile selon la formule:

$$H = \frac{\sqrt{3}}{2} * L$$

avec:

H: profondeur du bassin

L: largeur du bassin

Cette relation a déjà été envisagée par Harper (1985) dans le cadre de l'évolution tectonique des dorsales océaniques et est donc confirmée par l'expérimentation.

Par rapport au modèle de géométrie de failles proposé au chap.II.3, ce modèle surestime la profondeur de l'interface fragile-ductile mais a le mérite de pouvoir être calculé rapidement.

Dans les exemples suivants, deux modèles de géométrie seront appliqués, l'un indépendant de la température (faille de 60° de pendage), l'autre dépendant de la température (modèle de Brun et al, 1985).

Appliqués aux rifts continentaux tertiaires (tableau V.1), ces résultats permettent d'estimer la profondeur de l'interface fragile/ductile. Pour les rifts rhénan, du Rio Grande, du Baïkal et du Malawi cette profondeur

est de l'ordre de 25-30 km et est donc inférieure à la profondeur du Moho. La croûte est donc une bicouche fragile/ductile.

TABLEAU V.1: Profondeur de l'interface fragile/ductile pour les rifts étudiés.

	RHIN	BAIKAL	RIO GRANDE	ETHIOPIE
LARGEUR Km	35	40	50	80
QUANTITE D'EXTENSION Km	5	10	10	12
PROFONDEUR F/D (Km)				
pendage=60°	26	26	34	59
pendage=f(temp.)	22	22	30	52
EPAISSEUR DE LA CROUTE STABLE (Km)	30	40	45	45
FLUX DE CHALEUR mWm ⁻²	70	54	60	4
DRENIERE TECTOGENESE	hercynien	caledonien	laramien	précambrien

Dans le cas du rift éthiopien, l'interface fragile/ductile est situé à 60 km de profondeur environ et est donc situé sous le Moho. La croûte ainsi qu'une partie du manteau supérieur étaient alors fragiles au moment de la rupture. L'enracinement des failles dans le manteau supérieur pourrait être la cause de l'abondance des produits volcaniques dans ce rift.

La résistance au cisaillement d'une lithosphère est sensible principalement au profil de température et au taux de déformation. Le taux de déformation calculé dans le cas du rift éthiopien n'est pas sensiblement différent du taux calculé pour les autres rifts. C'est donc le

facteur thermique qui entre en jeu, la lithosphère africaine au moment de la rupture était donc plus froide que les autres lithosphères. Ceci est corrélable au fait que la lithosphère africaine est stable depuis la fin du Précambrien alors que les lithosphères supportant les autres rifts ont subi les déformations plus récentes.

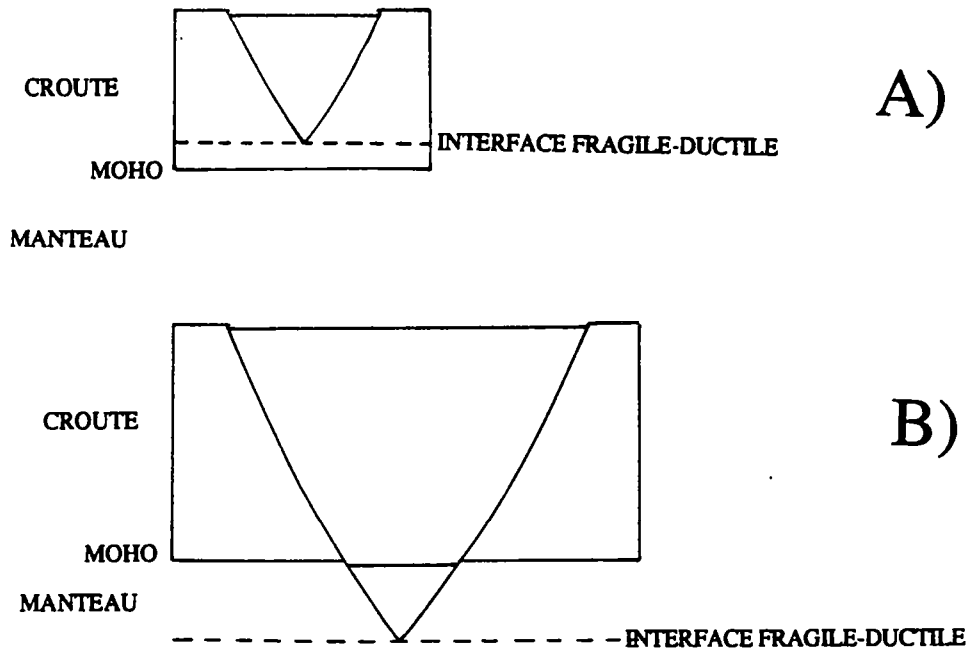


Figure V.6: A) l'initiation du rifting: a) le Moho n'est pas affecté par des failles sous le rift rhénan, B) le Moho est affecté par des faille sous le rift éthiopien.

La conséquence de ce phénomène devrait être visible sur les profils sismiques. Le Moho devrait être faillé et descendu par rapport aux bordures sous le rift éthiopien et non faillé sous les autres rifts.(fig V.6).

- 5 Signification des cisaillements ductiles à la base des rifts.

L'asymétrie des rifts continentaux indique la présence d'une zone de cisaillement ductile à leur base, zone située dans la croûte inférieure ductile. Une telle zone de cisaillement accommode les déplacements entre les deux blocs qu'elle sépare. La couche fragile superficielle est donc séparée par la zone de cisaillement d'une couche qui s'éloigne par rapport à elle. Ceci implique (fig.V.7) que la déformation de la couche fragile supérieure et de la couche profonde ne soient pas situées l'une au dessus de l'autre, mais décalées. La modélisation expérimentale montre

qu'une zone de cisaillement ductile accommodant les deux déformations ne se développe que si la couche située sous la couche ductile crustale est plus résistante que cette dernière. D'après les modèles rhéologiques de la lithosphère, cette couche résistante est constituée par le manteau supérieur.

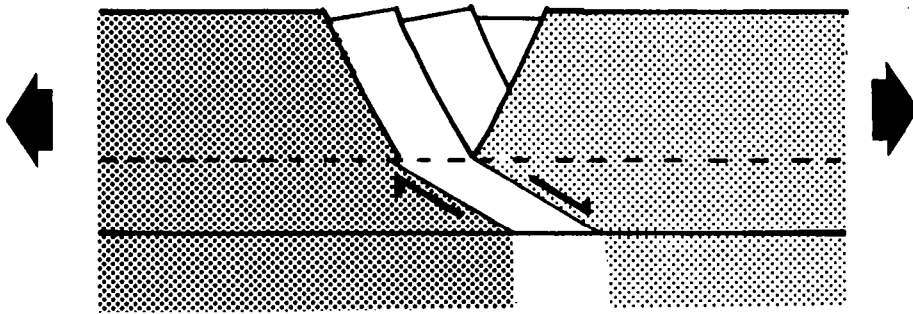


Figure V.7: *Rôle du cisaillement ductile dans la croûte inférieure.*

Dans le rifting, la déformation du manteau supérieur et de la croûte fragile ne se font pas à l'aplomb l'une de l'autre mais sont décalées. Ces deux déformations sont reliées par une zone de cisaillement dans la croûte inférieure ductile. L'observation de l'asymétrie des rifts en surface permet donc de déduire le sens de cisaillement ductile en profondeur et la position de la déformation mantellique profonde (décalage peu important).

-exemple: le rift rhénan de Mulhouse à Strasbourg. L'histoire du rift rhénan est différente entre le Nord et le Sud du rift (Villemin, 1986). Cependant l'histoire du rift et son champ de déformation sont suffisamment homogènes pour permettre d'appliquer les conclusions précédentes.

Dans la coupe proposée par Sittler du rift rhénan (fig I.3) celui-ci est asymétrique. A la faille permanente, à pendage Ouest, sont opposés deux blocs basculés vers l'Ouest. Cette asymétrie, ayant pu être accentuée par des mouvements de décrochements tardifs (Villemin et Bergerat, 1987), impose la présence d'un cisaillement ductile synthétique du cisaillement sur les failles limitant les blocs basculés. Ce cisaillement est la conséquence d'un décalage entre le rift en surface et l'extension localisée en profondeur, sous la bordure Ouest du rift (fig V.8A)

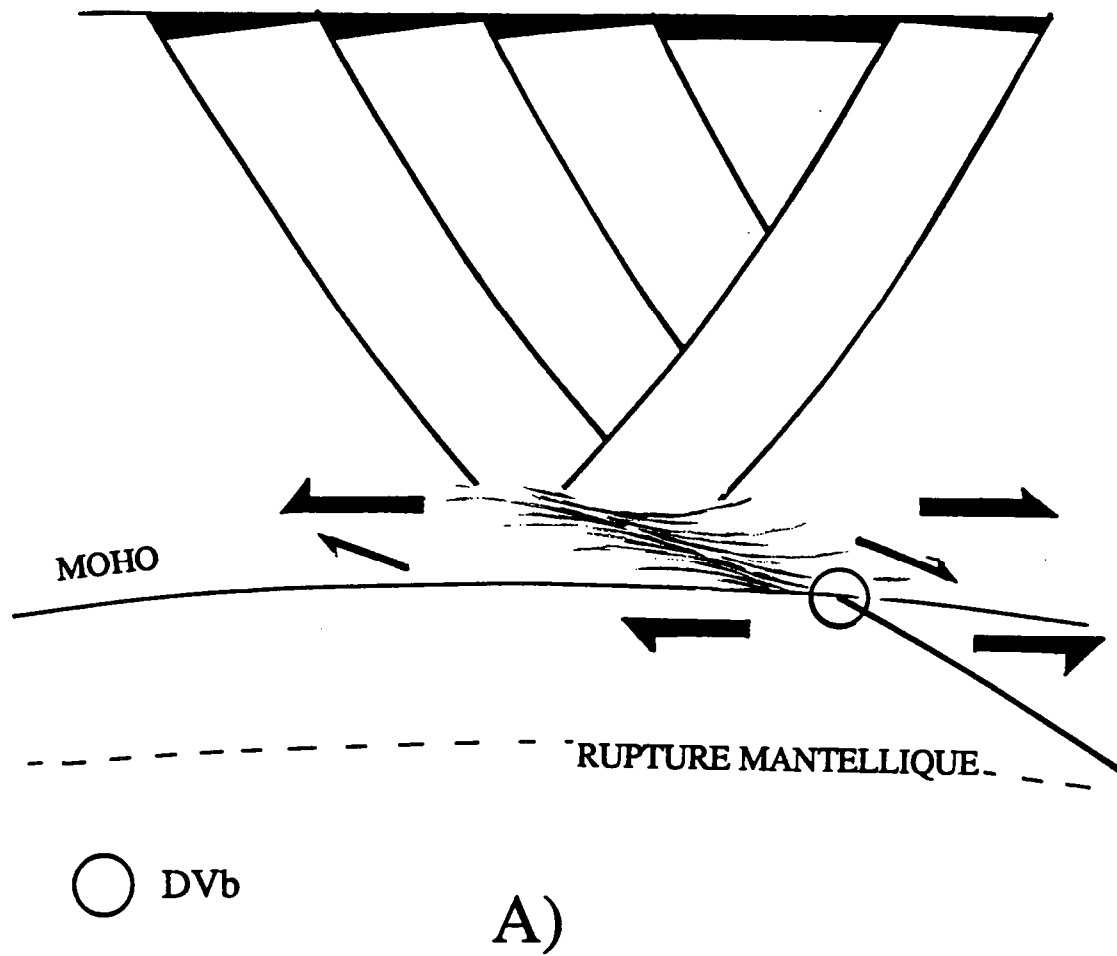
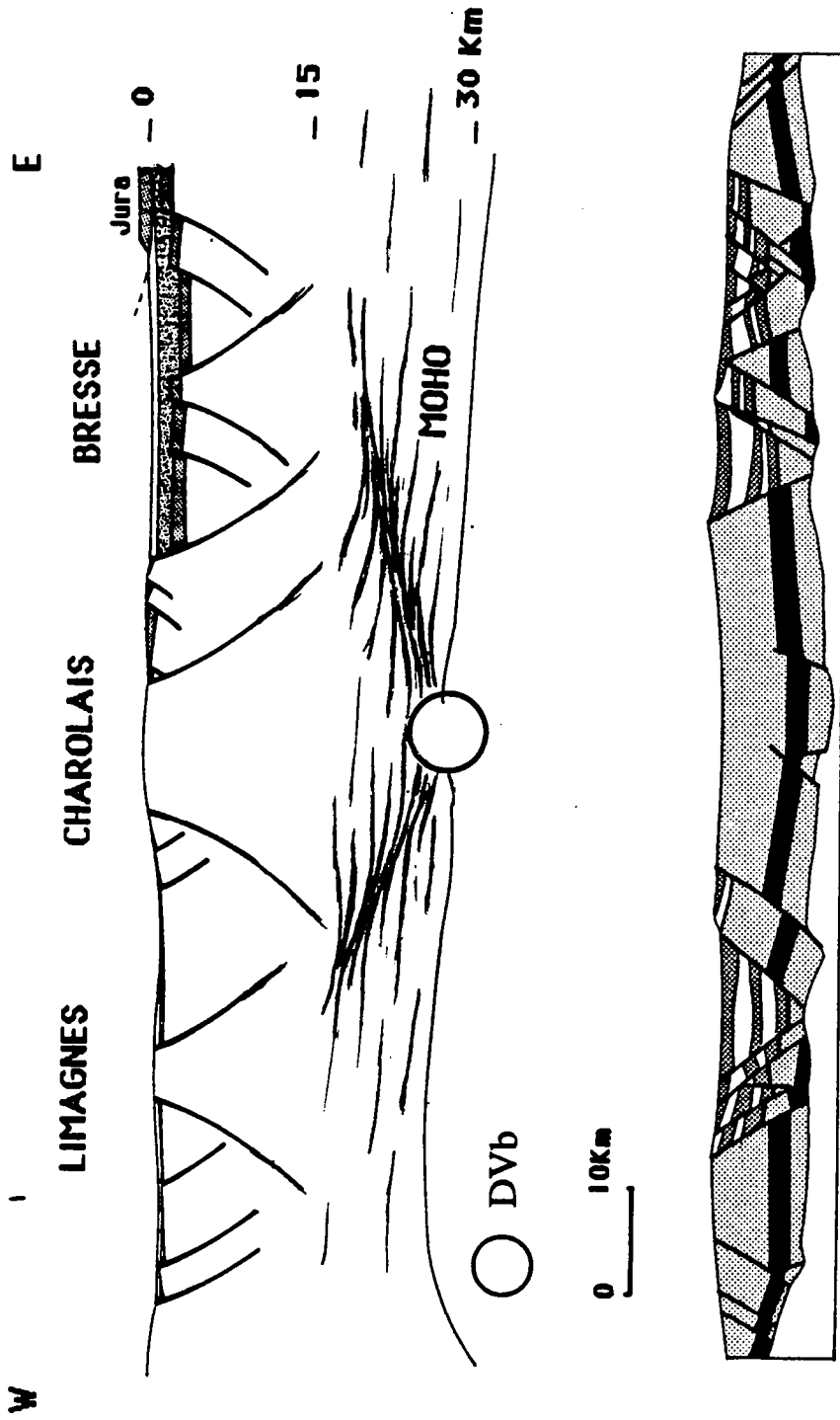


Figure V.8: A) Coupe du rift rhénan à l'échelle de la croûte. B) Coupe des rifts de Bresse et de Limagnes comparée à l'expérience PA86-06.



B)

-exemple: Bresse-Limagnes (fig V.8B). La Bresse et les Limagnes constituent un système de rifts synchrones et parallèles disposés en symétrie miroir, parallèles au horst du Charolais. Leur asymétrie permet de prévoir dans la croûte inférieure ductile, la présence de deux zones conjuguées de cisaillement ductile. Ces deux systèmes de rifts pouvant être reliés à une seule déformation mantellique en profondeur située sous le Charolais.

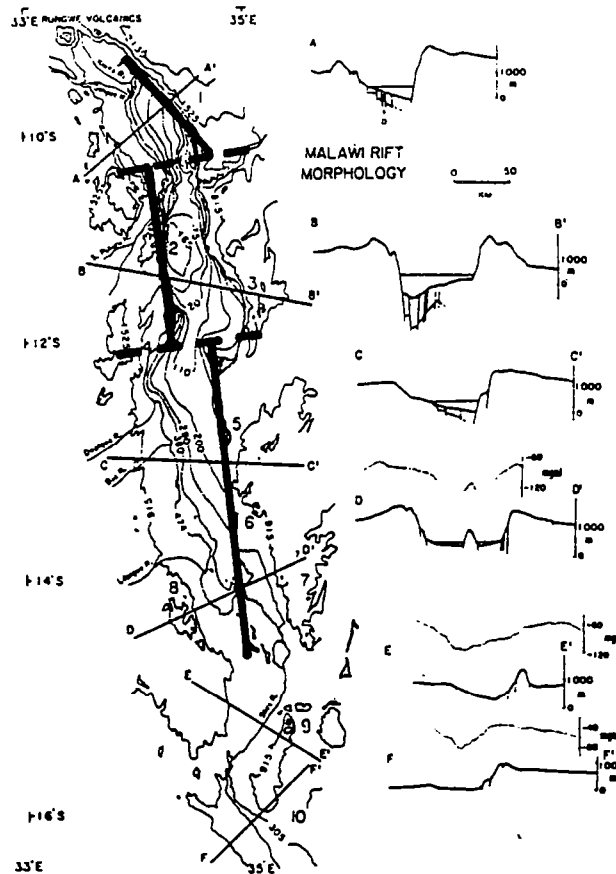


Figure V.9: Carte du rift du Malawi. Proposition de la localisation de la zone de déformation mantellique par rapport à la surface, d'après l'asymétrie des différents segments du rift.

-exemple: le rift du Malawi: asymétrie oscillante.

Le rift de Malawi, extrémité Sud du rift Est-Africain, est composé de quatre grabens orientés NNW-SSE (fig V.9). Chacun de ces grabens est asymétrique, l'asymétrie s'inverse au passage d'un graben à l'autre. Ces changements d'asymétrie imposent des changements de sens de cisaillement dans la croûte inférieure ductile et donc des variations de la position du manteau déformé par rapport aux grabens.

Il semble donc que de telles variations ne soient pas commandées par des facteurs agissant à l'échelle des plaques toutes entières mais

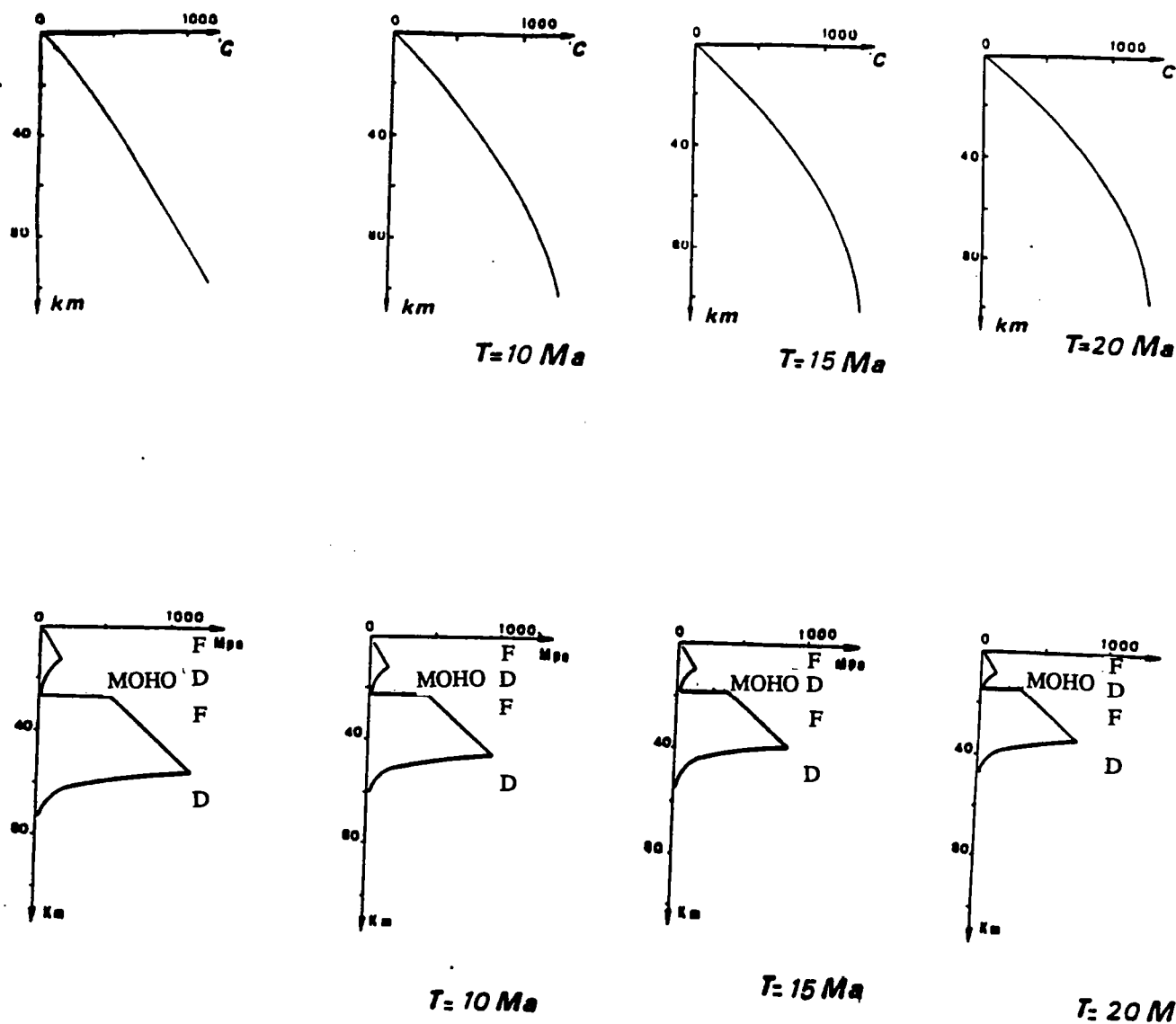


Figure V.10: Evolution d'un profil thermique et du profil de résistance au cisaillement associé pour une extension homogène sur toute l'épaisseur de la lithosphère (F fragile, D: ductile) (Alvarez, 1984)

résultent plutôt de perturbations de l'équilibre dues à des causes locales. Ces facteurs de contrôle vont être explicités dans le prochain paragraphe.

6. Comportement du manteau supérieur pendant l'extension.

Les expériences représentatives de la lithosphère continentale ont montré l'importance de la rhéologie du manteau supérieur dans le contrôle du champ de déformation:

- Si la couche représentative du manteau supérieur est ductile, il se forme en surface un rift asymétrique décalé par rapport à la déformation profonde, et relié à cette déformation par une zone de cisaillement ductile faiblement inclinée dans la couche représentative de la croûte inférieure.

- Si la couche représentative du manteau supérieur est fragile, il se forme en surface une ou deux paires de rifts asymétriques, d'asymétrie opposée, répartis symétriquement par rapport à un plan vertical passant par la déformation de la couche fragile profonde.

L'observation d'une ou plusieurs paires de rifts parallèles, asymétriques et d'asymétrie opposée, semble exceptionnelle dans la nature. En première analyse le manteau supérieur se comporterait donc de façon ductile. Les calculs montrent cependant (tableau V.2), dans le cas des rifts étudiés, que le manteau des zones voisines des rifts a un comportement fragile. Les calculs d'évolution des profils de résistance au cisaillement (Alvarez, 1984; Le Pichon et Al, 1983; Sawyer, 1981) montrent que dans le cas d'une extension homogène, un manteau supérieur fragile conserve ce mode de déformation (fig. V.10). Dans la nature, le champ de déformation en surface étant asymétrique, il existe donc un facteur d'asymétrisation de la déformation. Dans les expériences représentatives d'une lithosphère à manteau supérieur fragile, les conditions aux limites sont asymétriques et le champ de déformation en surface est contrôlé par la déformation symétrique de la couche fragile profonde. Ceci est confirmé par les expériences représentatives de la croûte. La symétrie du champ de déformation en surface se calque sur la symétrie du champ de déformation en profondeur.

Il existe donc un facteur interne au manteau supérieur, présent avant le rifting et qui provoque une asymétrisation de sa déformation. Ce

TABLEAU V.2: Résistance fragile et résistance ductile au niveau du Moho pour les différents rifts étudiés, pour des rhéologies d'olivine et de dunite hydratée.

	RHIN	BAIKAL	KENYA	CHINE	RIO GRANDE
EPAISSEUR DE LA CROUTE STABLE (Km)	30	40	42	42	45
RESISTANCE FRAGILE AU MOHO (MPa)	600	790	830	830	880
FLUX DE CHALEUR (mWm^{-2})	70	54	40	50	60
TEMPERATURE AU MOHO ($^{\circ}\text{C}$)	570	580	420	560	750
OLIVINE RESISTANCE DUCTILE AU MOHO	2.10^8	8.10^7	2.10^{13}	3.10^8	10^5
DUNITE HYDRATEE	3.10^6	2.10^6	2.10^{10}	5.10^6	10^4
COMPORTEMENT DU MANTEAU SUPERIEUR	FRAGILE	FRAGILE	FRAGILE	FRAGILE	FRAGILE

facteur d'asymétrisation est une hétérogénéité qui contrôle la déformation du manteau. Cette hétérogénéité peut avoir une nature tectonique et être constituée par une ancienne structure fragile rejoignant au cours de l'extension.

7. Largeur des zones étirées et couplage fragile/ductile dans la croûte.

Les rifts continentaux, constitués dans le domaine fragile par deux failles d'un pendage de 60° s'intersectant à l'interface fragile/ductile,

constituent les zones de déformation extensive les plus concentrées possible. Les marges continentales passives constituent des zones d'extension beaucoup plus larges. Pour Le Pichon et Al (1981), à cette différence de champ de déformation est associée une variation du taux de déformation. Les taux de déformation estimés par ces auteurs sont de l'ordre de 10^{-16} s^{-1} pour les rifts et de 10^{-15} s^{-1} pour les marges continentales. Ces différences entre taux de déformation et champ de déformation peuvent être reliées par le concept de couplage fragile/ductile. En effet les expériences à l'échelle de la croûte montrent que le champ de déformation est fonction du rapport entre résistance ductile et résistance fragile. Plus ce couplage est élevé, plus la zone déformée est large (tableau IV.3). La figure V.11 donne les valeurs du couplage entre croûte fragile et croûte ductile pour une croûte à rhéologie granitique et une croûte plus résistante suivant les lois de la diabase, pour différents gradients géothermiques. Elle montre aussi la sensibilité du couplage aux taux de déformation géologique.

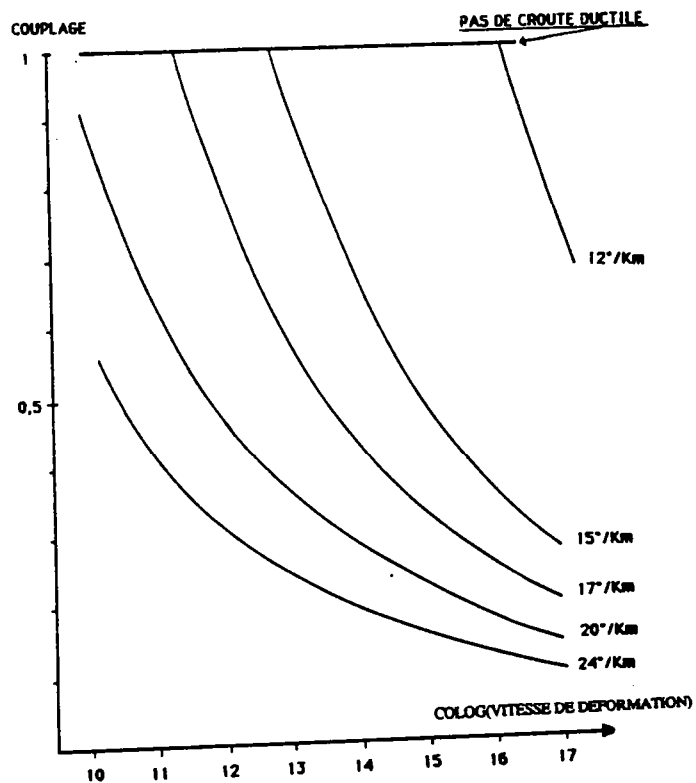
En plus du taux de déformation, un autre facteur peut provoquer la variation du couplage fragile/ductile. Des structures préexistantes pouvant rejouer lors de l'extension, constituent des zones de faiblesse qui peuvent chacune localiser la déformation au moment de l'extension. De telles zones diminuent la résistance fragile et donc provoquent l'augmentation du rapport résistance-ductile/résistance-fragile. Les deux causes peuvent se superposer. Pour un fort taux de déformation, de nombreuses failles peuvent s'initier. Ces failles constituent des zones de faiblesse qui contribueront à augmenter encore le couplage.

8. Champ de déformation du rifting continental.

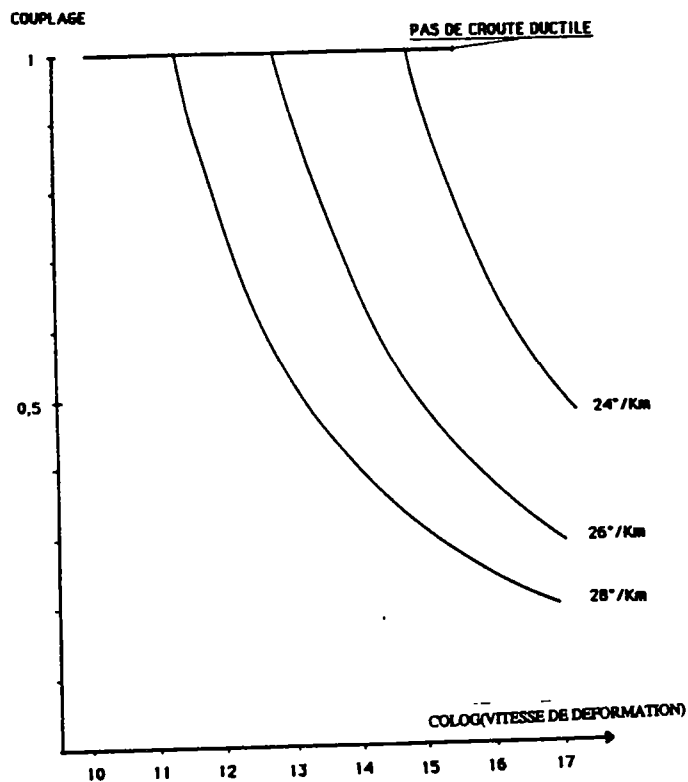
Les résultats expérimentaux associés aux données disponibles sur les rifts, permettent de proposer un champ de déformation associé au rifting (fig.V.8).

-Dans la croûte cassante, la déformation est constituée par des failles listriques conjuguées ayant un pendage de 60° environ en surface et de 45° environ en profondeur. Une famille de failles délimite des blocs basculés.

-Dans la croûte inférieure ductile, la déformation est constituée par une zone de cisaillement faiblement inclinée. Le sens de cisaillement



A)



B)

Figure V.11: Couplage fragile-ductile entre croûte fragile et croûte ductile exprimé par le rapport entre résistance ductile moyenne de la croûte et la résistance fragile à la transition fragile-ductile. A) Croûte à rhéologie granitique. B) Croûte à rhéologie de diabase.

étant identique au sens de cisaillement sur les failles limitant les blocs basculés.

Dans le manteau supérieur résistant le champ de déformation est asymétrique. Il peut être constitué par le rejeu d'une ancienne structure ou la création d'une nouvelle faille contrainte par des structures préexistantes.

L'interface lithosphère-asthénosphère remonte du fait de son amincissement passif. On peut se demander dans quelles conditions une remontée provoque la fusion partielle d'une partie de la lithosphère (Alvarez, 1984).

9. Application au rift oligocène Ouest européen:

Les conclusions dégagées plus haut, appliquées au rift oligocène Ouest européen permettent de préciser certaines caractéristiques rhéologiques de la lithosphère au moment du rifting ainsi que certaines caractéristiques structurales du rift:

-Profondeur de l'interface sur lequel s'enracine le rift: en fonction de la largeur des segments du rift, il est possible de calculer la profondeur de l'interface sur lequel s'intersectent les failles bordières

-Rhin: largeur 30km; profondeur 25km

-Bresse: largeur 30km; profondeur 25km

-limagnes: largeur 30km; profondeur 25km

-Languedoc (Alès): largeur 5km; profondeur 4km

Les failles bordières délimitant les trois segments septentrionaux s'enracinent dans la croûte inférieure au niveau de la transition fragile-ductile. Le bassin d'Alès, beaucoup moins large, s'enracine sur un interface superficiel (ancien plan de chevauchement, niveau de roche à comportement ductile(marne,sel)). L'épaisseur de la série secondaire (+/- 3000m) implique que ce niveau est situé dans le socle paléozoïque.

-Sens de cisaillement ductile sous les segments du rift. position et symétrie de la déformation mantellique par rapport aux rifts de surface:

-Pour le segment alsacien, la condition aux limites au niveau du manteau est asymétrique (influence de structures préexistantes). L'asymétrie du fossé indique la présence de la rupture mantellique du côté de la Forêt Noire (fig. V.8A)

-Pour les segments de Bresse et de Limagnes, la condition aux limites au niveau du manteau est symétrique (non influencée par des structures préexistantes ou influencée par deux structures conjuguées). La rupture mantellique est située sous les horsts du morvan et du Charolais (fig. V.8B);

-Pour le Languedoc rien ne peut être précisé.

-Couplage croûte fragile-croûte ductile: la largeur de la zone étirée est fonction du couplage entre la croûte fragile et la croûte ductile. Plus le couplage est faible, plus la déformation est concentrée. Pour l'Alsace, la Bresse et les Limagnes, ce couplage est faible (déformation concentrée). Dans le Languedoc, la déformation est plus diffuse, le couplage est plus fort.

Le couplage, rapport entre résistance ductile et résistance fragile, est influencé par deux facteurs:

-variation du taux de déformation (variation de la résistance fragile)

-hétérogénéité affaiblissant le domaine fragile.

Dans le Languedoc, les grabens se disposent parallèlement aux failles secondaires et hercyniennes (N 30) alors que le champ de contrainte demeure Est-Ouest (Bergerat, 1985. Il semble donc que ces bassins soient fortement influencés par les structures antérieures. Dans ce cas là, l'augmentation de couplage serait due à la chute de la résistance fragile le long des accidents cassants secondaires.

Dans les autres segments du rift, la structuration anté rift, d'âge hercynien, a eu beaucoup moins d'effet sur la direction des failles limitant ces segments. Ces structures de socle sont donc plus difficiles à remobiliser que les failles plus récentes ayant jouées dans les terrains sédimentaires secondaires peu déformés.

VI. CONCLUSIONS GENERALES.

CONCLUSIONS GENERALES

Malgré les limitations de la méthode (choix du modèle lithosphérique, non prise en compte de la variation des paramètres thermiques, simplification des conditions aux limites) et dans le cadre imposé par ces limites, ces expériences ont permis de répondre aux problèmes posés par les rifts:

-Fonctionnement et asymétrie des rifts: Faille permanente et failles transitoires.

Deux types de failles délimitent les rifts: une faille qui fonctionne tout au long de l'histoire du rift et une famille de failles qui lui sont conjuguées. La faille la plus externe de cette dernière famille est la plus ancienne. Son jeu a cessé progressivement, elle a alors été prise en relais par une faille parallèle plus interne, un bloc basculé étant alors délimité entre ces deux failles. Ce processus se renouvelle tant que dure l'extension. Il provoque une asymétrisation du champ de déformation au cours de la déformation.

-Signification de l'asymétrie des rifts: cisaillement ductile et décalage entre déformations profondes et superficielles.

Les expériences montrent que l'asymétrie des rifts est due à la présence d'un cisaillement ductile à leur base, ce cisaillement est synthétique du cisaillement sur les failles limitant les blocs basculés. La présence d'un tel cisaillement impose un décalage entre déformation superficielle et déformation profonde.

-Contrôle de la déformation: rôle du manteau supérieur et des hétérogénéités mantelliques.

Les expériences représentatives de la lithosphère montrent qu'un manteau supérieur fragile et homogène se déforme de façon symétrique s'il est soumis à des conditions aux limites asymétriques. Le champ de déformation des couches représentatives de la croûte est alors symétrique. La simulation d'une rupture asymétrique appliquée à la base d'une croûte fragile/ductile montre que la croûte se déforme alors de façon asymétrique. Dans la nature, le champ de déformation des rifts est asymétrique et les calculs indiquent la présence d'un manteau

supérieur fragile. Un facteur interne au manteau fragile asymétrise donc la déformation (ancienne structure). Le décrochement peut être aussi un facteur d'asymétrisation de la déformation (Tron, 1988).

-Largeur des rifts et interface fragile/ductile: rhéologie de la croûte.

Les expériences montrent que les failles conjuguées initiales limitant un rift s'intersectent au niveau de l'interface fragile/ductile. Il est donc possible de retrouver la profondeur de cet interface dans les cas naturels. Le caractère fragile/ductile de la croûte continentale au niveau des rifts Ouest européens, du Baikal, de Chine et du Rio grande est ainsi confirmée. La croûte au niveau du rift Est africain est fragile. Ces caractéristiques sont corrélables aux flux de chaleur.

-Largeur de la zone tectoniquement active: couplage fragile/ductile.

La déformation des marges continentales passives est répartie dans une bande beaucoup plus large que la déformation des rifts. Les expériences montrent qu'une augmentation du couplage fragile/ductile augmente la largeur de la zone déformée. Dans la nature une augmentation de couplage peut être le fait d'une augmentation du taux de déformation ou d'une chute de la résistance fragile en présence d'une fabrique convenablement orientée par rapport à la direction de l'extension.

-L'application de ces conclusions au rift ouest européen permet d'expliquer les variations du champ de déformation d'un segment du rift à l'autre.

-Rhin: déformation mantellique asymétrique située du côté de la forêt noire.

-Bresse Limagne: déformation mantellique symétrique située sous le horst du charolais (pas d'influence de structure ancienne ou rejeu de deux structures conjuguées).

-Languedoc: effet de la structuration secondaire de la croûte sur la largeur de la zone étirée.

BIBLIOGRAPHIE.

- ALVAREZ, F. (1984):** Etude de l'évolution thermique des bassins sédimentaires formés par extension. Conséquences thermomécanique du rifting. Application au graben Viking. Thèse 3ème cycle, Université P. et M. Curie.
- ALVAREZ, F.; VIRIEUX, J. et LE PICHON, X. (1984):** Thermal consequences of lithosphere extension over continental margins: the initial stretching phase. *Geophys J.R. astr. Soc.* 78 389-411.
- ARTHAUD, F. et MATTE, Ph. (1975):** Les décrochements tardyhercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25 139-171.
- BALLARD, J.F., BRUN, J.P., VAN DEN DRIESCHE, J et ALLEMAND, P. (1987):** Propagation des chevauchements au dessus des zones de décollements: modèle expérimentaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, série II, 1249-1253.
- BALLE, P. (1986):** Thèse de l'Université de Rennes.
- BAKER, B.H.; MOHR, P.A et WILLIAM, L.A (1972):** Geology of the eastern rift system of Africa. *Geol. Soc. Am. special paper* n°136.
- BALLY, A.W.(1982):** Musing over sedimentary basin evolution. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 305, 325-338.
- BARBIER, F.; DUVERGE, J. et LE PICHON, X. (1986):** Structure profonde de la marge Nord-Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Centre Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*. 10, 1, 105-121.
- BEAUMONT, C.; KEEN, C.E. and BOUTILLIER, R. (1982):** A comparison of foreland and rift margin sedimentary basin. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 305, 295-317.
- BERGERAT, F. (1977):** La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 2, 19, 325-338.

- BERGERAT, F. (1985):** Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaire dans la plate-forme européenne. Thèse d'état, Université P. et M. Curie.
- BERGERAT, F. (1987):** Stress field in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 99-132.
- BERGERAT, F. et CHOROWICZ, J. (1981):** Etude des images Landsat de la zone transformante Rhin-Saône (France) . *Geol. Rundschau*, 70, 354-367.
- BOILLOT, G., GIRARDEAU, J., KORNPROBST, J. (1988):** Rifting of the Galicia margin. Crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor.
- BOILLOT, G. et Al. (1984):** Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson édition.
- BOTT, M.H.P. (1981):** Crustal doming and the mechanism of continental rifting. *Tectonophysics*, 73, 1-8.
- BOTT, M.H.P. (1982):** Origin of lithospheric tension basin formation. *Phil. Trans. R. Soc. London*, 305, 319-324.
- BOTT, M.P.H. et KUSZNIR, N.J. (1979):** Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with an application to the continental splitting mechanism. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 56, 451-459.
- BOTT, M.P.H. et MITHEN, D.P. (1983):** Mechanism of graben formation- the wedge subsidence hypothesis. *Tectonophysics*, 94, 11-22.
- BRACE, W.F. and KOHLSTED, D.L. (1980):** Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85, 6248-6252.
- BRGM (1984):** Synthèse géologique du sud-est de la France. Mem. BRGM n°125.
- BROWN, L.D. et Al. (1980):** Deep structure of the Rio Grande Rift from seismic reflection profiling. *J.G.R.* vol.85, n°B9, 4773-4800.

- BRUN, J.P et CHOUKROUNE, P. (1983):** Normal faulting, block tilting, and décollement in the stretched crust. *Tectonics*, 2, 4, 345-356.
- BRUN, J.P.; CHOUKROUNE, P. et FAUGERE, E. (1985):** Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives. *Bull. Soc. géol. France*, (8) t.I, 1, 139-144.
- BYERLEE, J.D. (1978):** Friction of rocks. *Pure and Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
- CAPE C.D., Mc GEARY S., THOMPSON G.A. (1983):** Cenozoic normal faulting and the shallow structure of the Rion Grande rift near Socorro, New Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 3-14.
- CARTER, N.L. (1976):** Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 14, 3, 301-360.
- CARTER, N;L. and TSENN, M.C. (1987):** Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- COULOMB M. et FRIZON DE LAMOTTE D. (1988):** Les extensions cénozoïques dans l'Est du bassin de Paris: mise en évidence et interprétation. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307 Série II, 1113-1119.
- de CHARPAL, O.; MONTADERT, L.; GUENNOC, P. and ROBERTS, D.G. (1978):** Rifting crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, 275, 706-711.
- CHERCHI, A. et MONTADERT, L. (1982):** Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean Basin. *Nature*, vol.298, 736-739.
- CHERY, J.(1988):** Thèse de l'université de Montpellier.
- CHERY, J.; DAIGNIERES, M.; LUCAZEAU, F. et VILLOTTE, J.P. (1988):** Approche numérique de la formation des bassins. Aspects mécaniques et thermiques. *Bull. Soc. Geol. France*, sous presse.
- CHOROWICZ, J. (1983):** Le rift Est-africain: début d'ouverture d'un océan. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 155-162.

- CLOOS, E. (1968):** Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 52, 341-349.
- COCHRAN, J.R. (1983):** Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 289-302.
- CONEY, P.J. and HARMS, T.A. (1984):** Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression.) *Geology*, 12, 550-554.
- CORDELL, L. (1978):** Regional geophysical setting of the Rio Grande Rift. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol.89, 1073-1090.
- CORDELL, L. (1982):** Extension in the Rio Grande Rift. *J.G.R.*, vol.87, n°B10, 8561-8569.
- COWARD, M.P. (1986):** Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 80, 325-336.
- CRANE, K. et O'CONNELL, S. (1983):** The distribution and implication of heat flow from the Gregory rift in Kenya. *Tectonophysics*, 94, 253-275.
- DAVY, P. (1986):** Modélisation thermomécanique de la collision continentale. Thèse Univ. Rennes, 233 p..
- DAVY, P. et COBBOLD, P.R. (1988):** Four layers strength profiles of continental lithosphere for modelling of large deformation. *Tectonophysics*, sous presse.
- DELPECH, P.Y. (1984):** Les blocs basculés de Bresse et Limagnes. DEA Université Paris VI, 36 p..
- EATON, G.P. (1987):** Topography and origin of the southern Rocky Mountains and Alvarado Ridge in Coward, M.P.; Dewey, J.F. and Hancock, P.L. (eds), *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication n°28, 355-369.
- EBINGER, C.J. et Al. (1987):** Tectonic model of the Malawi rift. Africa. *Tectonophysics*, 141, 215-235.

- ECORS (1988):** Rapport d'implantation du profil ECORS-DEKORP graben du rhin.
- ELMI, S. (1983):** La structure du sud-est de la France: une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central. C.R. Acad. Sc. Paris, série II, 296, 1615-1620.
- ENGLAND, P. (1983):** Constraints on extension of continental lithosphere. J. Geophys. Res., 88, B4, 1145-1152.
- FAUGERE, E. (1985):** La tectonique en extension intracontinentale: étude de terrain (le sud du Nevada, USA) et modélisation analogique. Thèse 3^{ième} cycle. Paris VI, 194 p..
- FAUGERE, E. et BRUN, J.P. (1984):** Modélisation expérimentale de la distension continentale. C. R. Acad. Sc. Paris, série II, 299, 365-370.
- FAUGERE, E. BRUN, J.P. et VAN DEN DRIESSCHE J. (1986):** Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement modèles expérimentaux. Bull. Centres Rech.-Explor. Elf Aquitaine, 10, 2, 13-21.
- FLEITOUT, L.; FROIDEVAUX, C. et YUEN, D. (1986):** Active lithospheric thinning. Tectonophysics, 132, 271-278.
- FORSYTH D. et UYEDA S. (1975):** On the relative importance of driving forces of plate motion. Geophys. J. R. Astron. Soc., 43, 163-200.
- FUCHS, K.; BONJER, K.P.; GAJEWSKI, D.; LUSCHEN, E.; PRODELH, C.; SANDMEIER, K.J.; WENZEL, F. and WILHELM, H. (1987):** Crustal evolution of the Rhine graben area. 1: Exploring the lower crust in the Rhine graben rift by unified geophysical experiments. Tectonophysics, 141, 261-275.
- GAUDEMER, Y. (1988):** Thèse de l'université Paris VII.
- GELARD, J.P. (1978):** La fracturation de la Bourgogne méridionale, essai d'interprétation et implications tectoniques régionales. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. (2), 20, 5-28.

- GIBBS, A.D. (1987):** Basin development, examples from the United Kingdom and comments on hydrocarbon prospectivity. *Tectonophysics*, 133, 189-198.
- GOETZE, C. (1978):** The mechanism of creep in olivine. *Philos. Trans. R. Soc. London, Serie A*, 288, 99-119.
- GOETZE, C. et EVANS, B. (1979):** Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rocks mechanics. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 59, 463-478.
- GOLONETSKY, S.I et MISHARIMA, L.A. (1977):** Seismicity and Earthquake focal mechanism in the Baïkal rift zone. *Tectonophysics*, 45, 71-86.
- GUERIN, G. (1988):** Thèse de l'université de Rennes.
- HARPER, G.D. (1985):** Tectonics of slow spreading mid-ocean ridges and consequences of a variable depth to the brittle-ductile transition. *Tectonics*, vol.4, 395-409.
- HEARD, H.C. (1976):** Comparisons of the flow properties of rocks at crustal conditions. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 283, 173-186.
- HONG Y. et AL.: (1987):** The cenozoic tectonic evolution of the great north china: two types of rifting and crustal necking in the great north china and their tectonics implications. *Tectonophysics*, 133, 217-237.
- HOUSEMAN, G. et ENGLAND, P. (1986):** A dynamical model of lithosphere extension and sedimentary basins. *J. Geophys. Res.*, 91, 719-729.
- JACKSON J. et McKENZIE D. (1983):** The geometrical evolution of normal fault system. *J. struct. Geol.*, 5, 5, 471-482.
- JARVIS, G.T.and Mc KENZIE, D.P. (1980):** Sedimentary basin formation with finite extension rates. *Earth planet, Sci. Lett.*, 48, 42-52.

- KARNER, G.D.; STECKLER, M.S. and THORNE, J.A. (1983):** Long-term thermomechanical properties of the continental lithosphere. *Nature*, 304, 250-253.
- KAMPUZU, A.B. et Al (1983):** Le volcanisme et l'évolution structurale du sud Kiwu (Zaire). Un modèle d'interprétation géodynamique du volcanisme distensif intracontinental. *Bull. Centre. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 257-271.
- KIRBY, S.H.(1985):** Rocks mechanics observations pertinent to the rheology of the continental lithosphere and the localization of strain along shear zones. *Tectonophysics*, 119, 1-27.
- KIRBY,S.H. (1983):** Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys. Space, Phys.*, 21, 6, 1458-1487.
- K.R.I.S.P. (1987):** Structure of the Kenya rift from seismic refraction. *Nature*, 325, 239-242.
- KUZNIR N. et PARK R. (1987):** The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient and crustal composition and thickness. In *Continental Extensional tectonics*, Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.C. Eds, Geol. Soc. Spec. Pub.
- LE PICHON, X. et SIBUET, J.C. (1981):** Passive margins: a model of formation. *J. Geophys. Res.*, 86, B5, 3708-3720.
- LE PICHON X. et BARBIER F. (1987):** Passive margin formation by low-angle faulting within the upper crust: the northern bay of Biscay margin. *Tectonics*, 6, 2, 133-150.
- LE PICHON, X., ANGELIER J. et SIBUET, J.C. (1982):** plate boundary and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 81, 239-256.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1962):** Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mem. B.R.G.M*, 16, 173 p..
- LIU G. (1987):** The cenozoic rift system of the north china plain and the deep internal process. *Tectonophysics*, 133, 277-285.

- LOGATCHEV, N.A. et FLORENCOV, N.A. (1977):** The Baikal system of rift valleys. *Tectonophysics*, 45, 1-13.
- LOGATCHEV N.A. et ZORIN Y.A. (1987):** Evidence and causes of the two stage development of the Baikal rift. *Tectonophysics*, 143, 225-234.
- LUCAZEAU, F. et BAYER, R. (1982):** Evolution géothermique et géodynamique du Massif Central français depuis l'oligocène. *Ann. Geophys.* t.38, 405-429.
- LYSAK, S.V. (1987):** Terrestrial heat flow of continental rifts. *Tectonophysics*, 143, 31-41.
- MA X. et Al (1982):** Cenozoic graben system in North China. *Z. Geomorph. N. F.*, 42, 99-116.
- MALAVIEILLE, J. (1987):** Thèse de l'Université de Montpellier.
- MALOD J.A. (1987):** Dissymétrie des marges autour de l'atlantique Nord. Relations avec les modèles de distension. *Bull. Soc. Geol. France*, III, 3, 465-472.
- MARESCHAL, J.G. (1983):** Mechanism of uplift preceding rifting. *Tectonophysics*, 94, 51-66.
- Mc KENZIE, D. (1978):** Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 40, 25-32.
- MOHR, P. (1987):** Structural style of continental rifting in Ethiopia: reverse decollement. *E.O.S.*, 724-729.
- MOLNAR, P. and TAPPONNIER, P. (1981):** A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 52, 107-114.
- MORETTI, I. et FROIDEVAUX, C. (1986):** Thermomechanical models of active rifting. *Tectonics*, 5, 501-511.
- MORGAN, P. (1983):** Constraints on rift thermal processes from heat flow and uplift. *Tectonophysics*, 94, 277-298.

- MORGAN, P. et BAKER, B.H. (1983):** Introduction-Processes of continental rifting. *Tectonophysics*, 94, 1-10.
- MULUGETA, G. (1985):** Dynamic models of continental rift valley systems. *Tectonophysics*, 113, 49-73.
- NEUGEBAUER, H. J. (1978):** Crustal doming and the mechanism of rifting. Part I: rift formation. *Tectonophysics*, 45, 159-186.
- OLSEN, K.H.; BALDRIDGE, W.S. et CALLENDER, J.F. (1987):** Rio Grande Rift: an overview. *Tectonophysics*, 143, 119-139.
- PELLETIER, H. (1972):** Notes géologiques sur la Limagne. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, 38, 7-20.
- PERRIER, G. et RUEGG, J.C. (1973):** Structure profonde du Massif Central français. *Ann. Geophys.*, 29, 4, 435-502.
- PICKFORD M. (1982):** The tectonics, volcanics and sediments of the Nyanga rift valley, Kenya. *Z. Geomorph.*, 42, 1-33.
- PUZYREV, N.N. et Al (1977):** Deep structure of the baïkal rift and other continental rift zones from seismic data. *Tectonophysics*, 45, 15-22.
- RAMBERG, H. (1981):** Gravity deformation and the Earth's crust. Academic Press. London and New-York, 2nd edition, 452 p..
- RAMBERG, H; and MURPHY, D.C. (1987):** Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- RANALLI G et MURPHY D.C. (1987):** Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132, 281-295.
- RAT, P. (1976):** Structure et phases de structuration dans les plateaux bourguignons et le Nord-Ouest du fossé bressan. *Geol. Rundschau*, 65, 101-126.
- RAT, P. et Al (1986):** Bourgogne-Morvan. Guides géologiques régionaux. Masson éd. Paris, 215 p..

- REY, R. (1971):** Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif central. In *Géologie. Géomorphologie et structures profondes du Massif Central français*. Plein air Service, Ed., 309-330.
- RICARD, Y. (1986):** Thèse d'état de l'université de Paris XI.
- RICARD, Y. et FROIDEVAUX, C. (1986):** Streching instabilities and lithospheric boudinage. *J. Geophys. Res.*, 91, 8314-8324.
- ROYDEN, L. and KEEN, C.E. (1980):** Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 51, 343-361.
- SAWYER, D.S. (1985):** Brittle failure in the upper mantel during extension of continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 90, B4, 3021-3025.
- SAWYER, D.S. and SWIFT, B.A. (1982):** Extensionnal model for the subsidence of the northern United States Atlantic continental margin. *Geology*, 10, 134-140.
- SCLATER, J.G.; ROYDEN, L.; HORVATH, F.; BURCHFIELD, B.C.; SEMKEN, S. and STEGENA, L. (1980):** The formation of the intra-carpathian arc as determined from subsidence data. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 51, 139-162.
- SENGHOR A.M.C. et BURKE K. (1978):** Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its tectonics implication. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 419-421.
- SERANNE, M. et SEGURET, M. (1985):** Etirement ductile et cisaillement basal dans les bassins dévonien de l'Ouest Norvège. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t 300, Série II.8, 373-378.
- SHERMAN, S.I. (1977):** Faults of the Baïkal rift zone. *Tectonophysics*, 45, 31-40.
- SIBSON R.H. (1974):** Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. *Nature*, 249, 542-544.

- SINNO Y.A. et AL. (1986):** Crustal structure of the Southern Rio Grande rift determined from seismic refraction profiling. *J.G.R.*, 91, B6, 6143-6156.
- SITTLER, C. (1974):** Le fossé rhénan et la plaine d'Alsace. In *géologie de la France*. J. Debelmas, Ed. Doin, Paris, p. 78-104.
- SONDER L.J., ENGLAND P.C., WERNICKE B.P. and CHRISTIANSEN R.L. (1987):** A physical model for extension of western North America. In *Continental Extensional tectonics*, Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.C. Eds, Geol. Soc. Spec. Pub.
- SOURIAU, A. (1981):** Le manteau supérieur sous la France. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 65-81.
- SPOHN, T. et SCHUBERT, G. (1983):** Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for rifting and mid-plate volcanism on Earth, Venus and Mars. *Tectonophysics*, 94, 67-90.
- SPOHN, T. et SCHUBERT, G. (1982):** Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting. *J. Geophys. Res.*, 87, B6, 4669-4681.
- TAPPONNIER, P. et MOLNAR, P. (1976):** Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264, 319-324.
- TAPPONNIER, P.; MERCIER, J.L.; ARMIJO, R.; HAN TONGLIN and ZHOU JI (1981):** Field evidence for active normal faulting in Tibet. *Nature*, 294, 410-414.
- TRIAT, J.M. et TRUC, G. (1983):** Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est. *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 425-432.
- TRON, V. (1988):** Rapport de DEA, Université de Rennes.
- TURCOTTE, D.L. (1974):** Membrane tectonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36, 33-42.
- TURCOTTE, D.L. and OXBURGH, E.R. (1973):** Mid-plates tectonics. *Nature*, 244, 337-339.

- TURCOTTE, D.L. and EMERMAN, S. (1983):** Mechanism of active and passive rifting. *Tectonophysics*, 94, 39-50.
- VENDEVILLE, B.(1987):** Champ de failles et tectonique en extension. Thèse Univ. Rennes, 395 p..
- VENDEVILLE, B.; COBBOLD, P.R.; DAVY, P.; BRUN, J.P. et CHOUKROUNE, P. (1987):** Physical models of extensional tectonics at various scales. In *Extensional Tectonics* Coward M.P. Dewey J.F and Hancock P.L. Eds. Geol. London. Special Publication.
- VILLEMEN, T. (1986):** Tectonique en extension, fracturation et subsidence: le fossé rhénan et le bassin de Sarra-Nahe. Thèse de l'Université Paris VI, 270 p..
- VILLEMEN, T. et BERGERAT, F. (1987):** L'évolution structurale du fossé rhénan au cours du Cénozoïque: un bilan de la déformation et des effets thermiques de l'extension. *Bull. Soc. Géol. France* (8), t.III.2, 245-255.
- WANG J.M. (1987):** The Fenwei rift and its recent periodic activity. *Tectonophysics*. 133, 257-275.
- WATTS, A.B.; KARNER, G.D.and STECKLER, M.S. (1982):** Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 305, 249-281.
- WENDLAND, R.F. et MORGAN, P. (1982):** Lithospheric thinning associated with rifting in East Africa. *Nature*, vol.298, 734-736.
- WERNER D. et KHALE H.G. (1980):** A geophysical study of the rhine graben. I. Kinematics and geothermics. *Geophys. J.R. astron. Soc.*, 62, - 617-629.
- WERNICKE, B. (1981):** Low angle normal in the Basin and Range province and nappe tectonics in an extending orogene. *Nature*, 291, 645-648.
- WERNICKE, B. (1985):** Uniform sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.

- WERNICKE, B. and BURCHFIELD, B.C. (1982):** Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4, 2, 105-115.
- WERNICKE B.P., CHRISTIANSEN R.L., ENGLAND P.C. and SONDER (1987):** Tectonomagmatic evolution of cenozoic extension in North american cordillera. In *Continental Extensional tectonics*, Coward M.P., Dewey J.F. and Hancock P.C. Eds, Geol. Soc. Spec. Pub.
- WOODWARD, L.A. (1977):** Rate of crustal extension across the Rio Grande Rift near Albuquerque, New-Mexico. *Geology*, vol.5, 269-272.
- XINGYUAN, M. and DANING, W. (1987):** Cenozoic extensional tectonics in China. *Tectonophysics*, 133, 243-255.
- ZORIN, Y.A and ROGOZHINA, V.A. (1977):** Mechanism of rifting and some features of the deep-seated structure of the Baikal rift Zone. *Tectonophysics*, 45, 23-30.
- ZORIN Y.A. (1981):** The baikal rift: an example of intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates. *Tectonophysics*, 73, 91-104.
- ZUBERT, M.T. et PARMENTIER, E.M. (1986):** Lithospheric necking: a dynamic model for rift morphology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 77, 373-383.
- ZUCCA J.J. (1984):** The crustal structure of the southern rhine graben from re-interpretation of seismic refraction data. *J. Geophys.*, 55, 13-22.

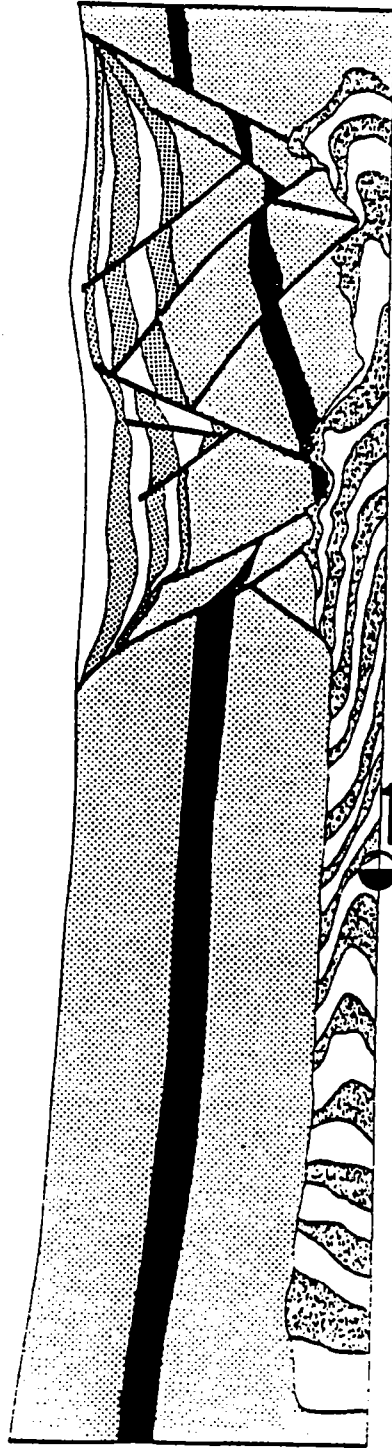
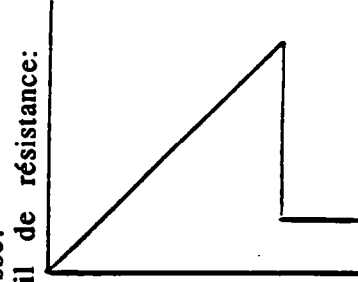
ANNEXE.



Les coupes des différentes expériences décrites dans le chapitre IV sont représentées ici. Le sable représentant le socle anté rift est en gris clair avec une bande repère noire au milieu. Les couches de remplissage des bassins sont alternativement gris foncé et blanches. Les 5 premières coupes représentent les expériences asymétriques, les suivantes représentent les expériences symétriques classées par famille rhéologique. Sur le profil de résistance au cisaillement représenté à côté de chaque coupe, la valeur de la résistance ductile est exagérée par rapport à la valeur de la résistance fragile. Les valeurs entre les résistances ductiles des différentes expériences sont conservées.

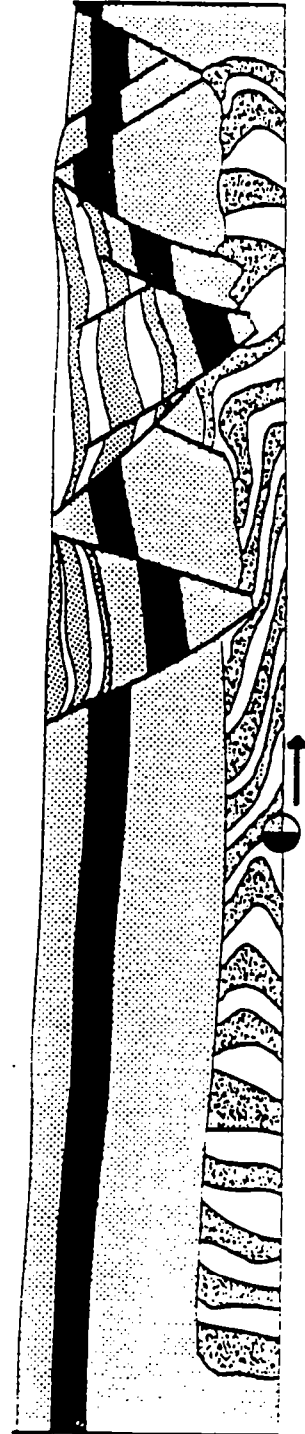
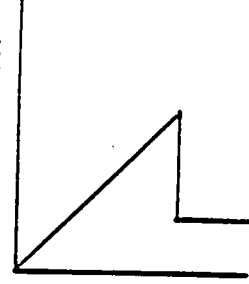
PA86-27

Longueur initiale: 40cm
 Longueur finale: 50cm
 Quantité d'extension: 25%
 Epaisseur de sable: 9cm
 Epaisseur de silicone: 3cm
 Vitesse: 10cm/h



PA86-28

Longueur initiale: 40cm
 Longueur finale: 50cm
 Quantité d'extension: 25%
 Epaisseur de sable: 6cm
 Epaisseur de silicone: 3cm
 Vitesse: 10cm/h



PA86-30

Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 50cm
Quantité d'extension: 25%
Epaisseur de sable: 3cm
Epaisseur de silicone: 3cm
Vitesse: 10cm/h
Profil de résistance:

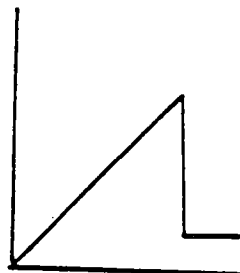


3



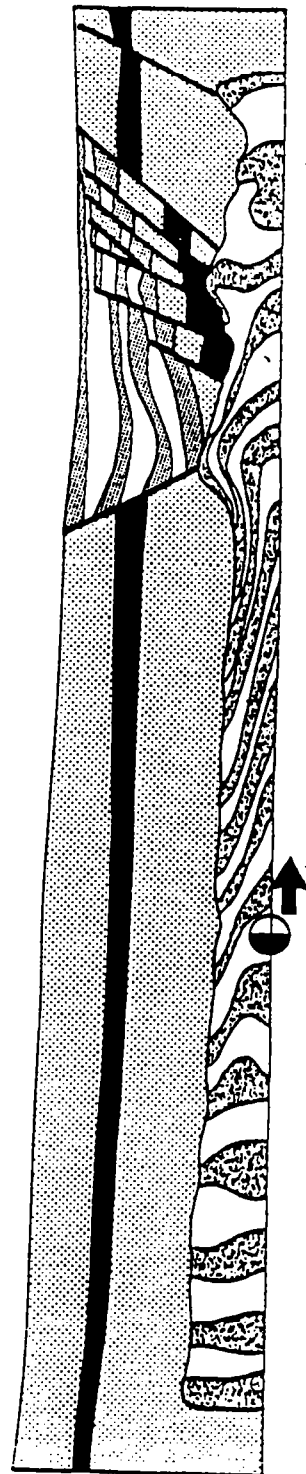
PA86-31

Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 50cm
Quantité d'extension: 25%
Epaisseur de sable: 6cm
Epaisseur de silicone: 3cm
Vitesse: 5cm/h
Profil de résistance:



0 10 cm

4

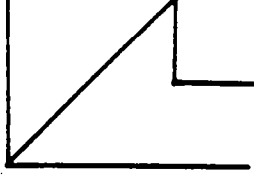
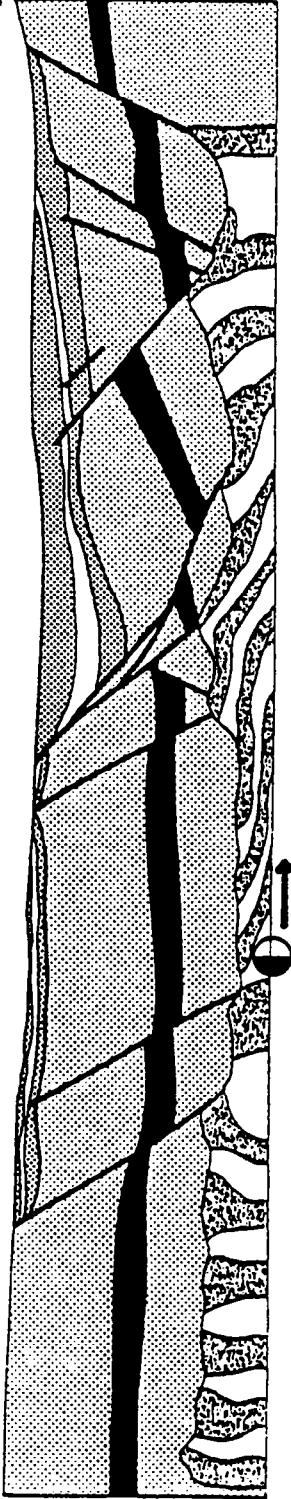


PA86-32

Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 50cm
Quantité d'extension: 25%
Epaisseur de sable: 6cm
Epaisseur de silicone: 3cm
Vitesse: 15cm/h
Profil de résistance:

0 10 cm

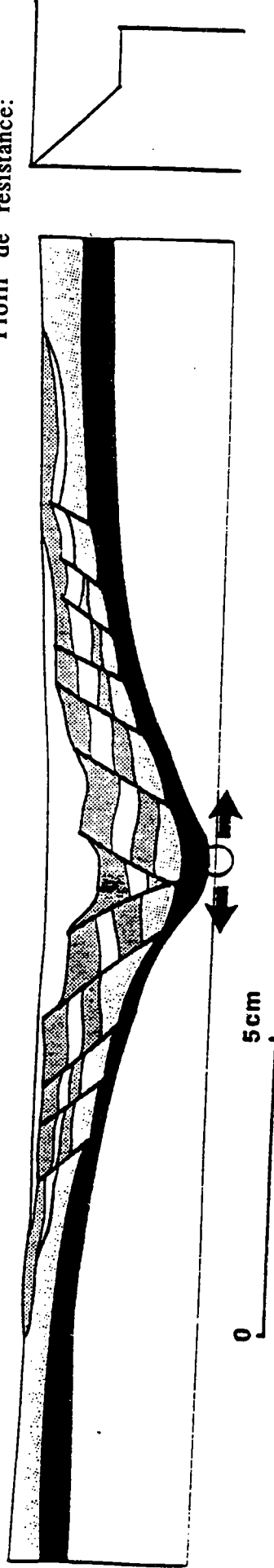
5



RESISTANCE FRAGILE FAIBLE A TRES FAIBLE

6

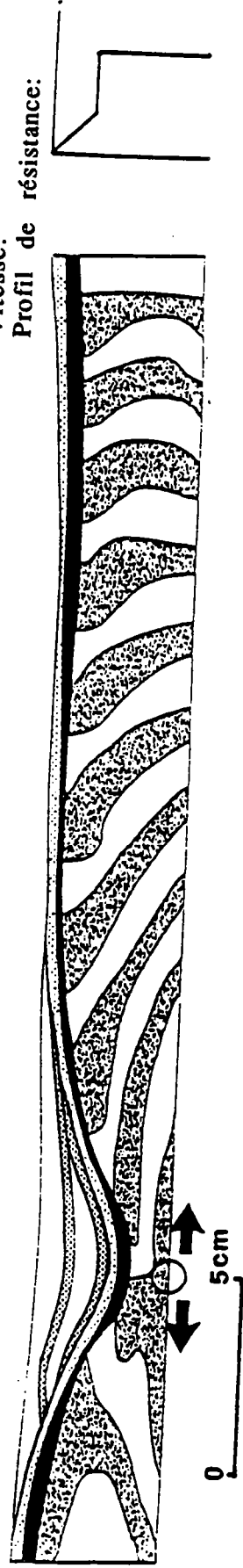
PA86-20
 Longueur initiale: 40cm
 Longueur finale: 51cm
 Quantité d'extension: 25%
 Epaisseur de sable: 1,2cm
 Epaisseur de silicone: 2,2cm
 Vitesse: 5 cm/h
 Profil de résistance:



PA86-25

Longueur initiale: 40cm
 Longueur finale: 54cm
 Quantité d'extension: 35%
 Epaisseur de sable: 1cm
 Epaisseur de silicone: 3cm
 Vitesse: 7,5cm/h
 Profil de résistance:

7



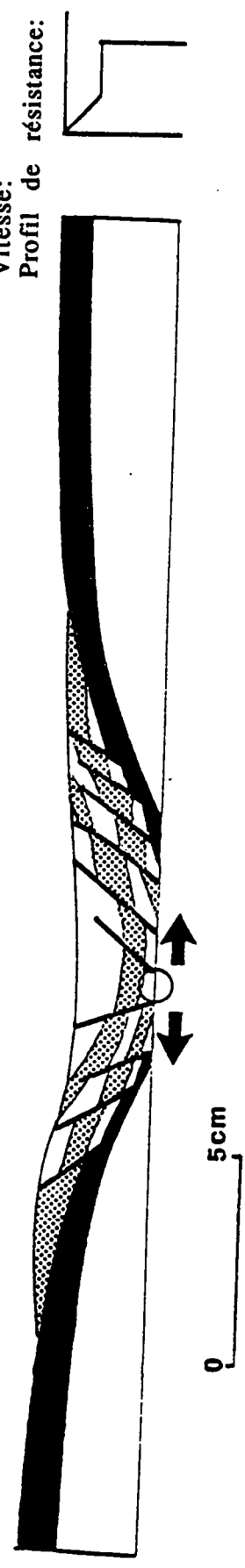
RESISTANCE FRAGILE FAIBLE A TRES FAIBLE

PA86-18

Longueur initiale:
Longueur finale:
Quantité d'extension:
Epaisseur de sable:
Epaisseur de silicone:
Vitesse:
Profil de résistance:

40cm
54cm
35%
2cm
2,5cm
20cm/h

8

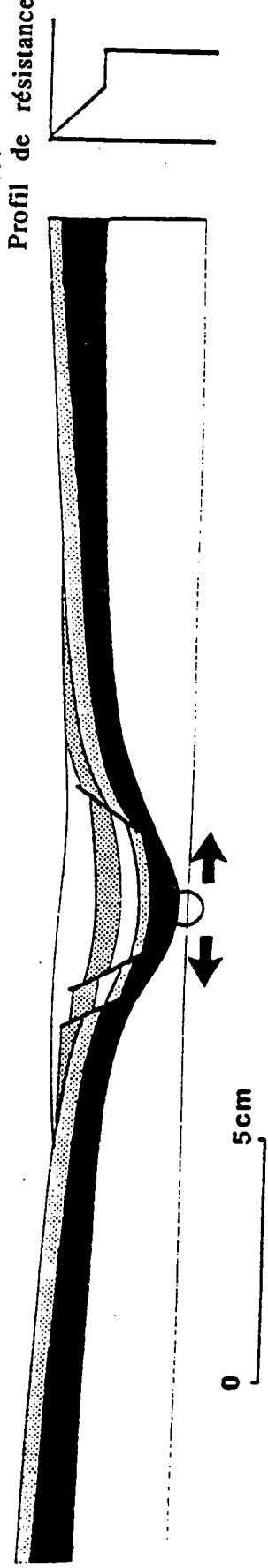


PA86-19

Longueur initiale:
Longueur finale:
Quantité d'extension:
Epaisseur de sable:
Epaisseur de silicone:
Vitesse:
Profil de résistance:

41cm
50cm
25%
1cm
2cm
10cm/h

9

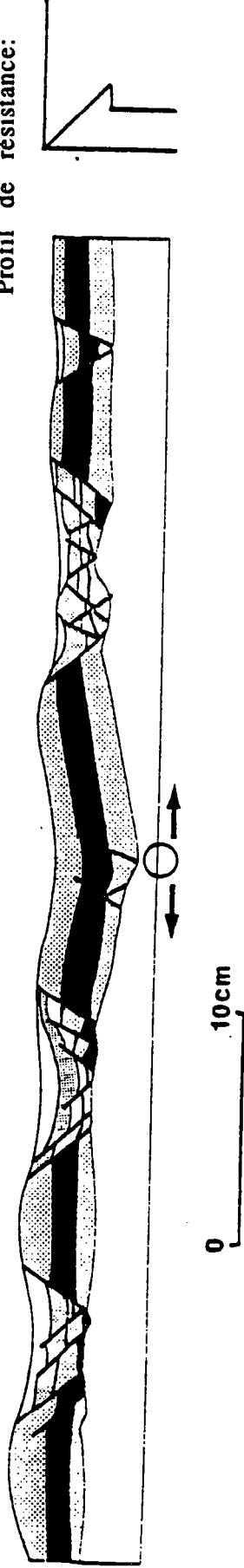


RESISTANCE FRAGILE INTERMEDIAIRE RESISTANCE DUCTILE INTERMEDIAIRE

10

PA86-16

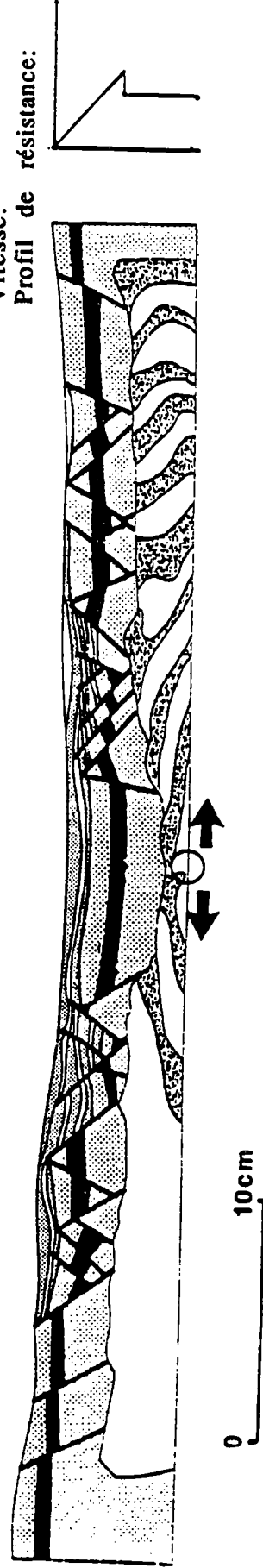
Longueur initiale: 43cm
Longueur finale: 60cm
Quantité d'extension: 40%
Epaisseur de sable: 2,5cm
Epaisseur de silicone: 2,5cm
Vitesse: 17,5cm/h
Profil de résistance:



PA86-24

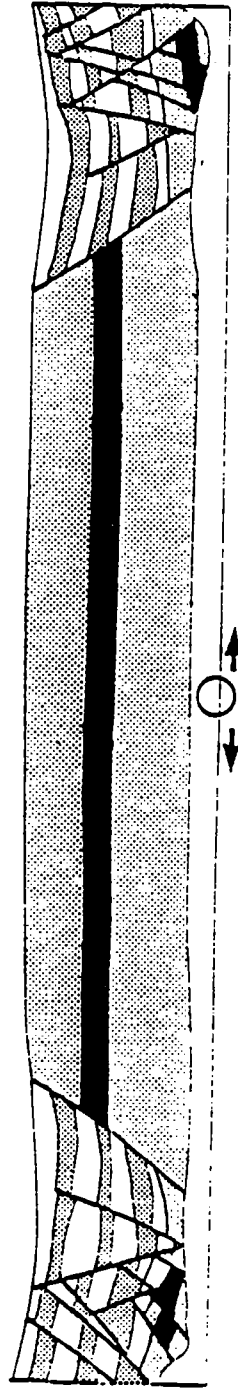
Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 55cm
Quantité d'extension: 35%
Epaisseur de sable: 3cm
Epaisseur de silicone: 3cm
Vitesse: 7,5cm/h
Profil de résistance:

11



RESISTANCE FRAGILE FORTE RESISTANCE DUCTILE FAIBLE

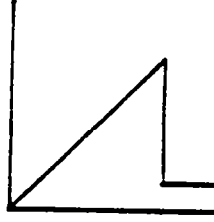
12



PA86-14

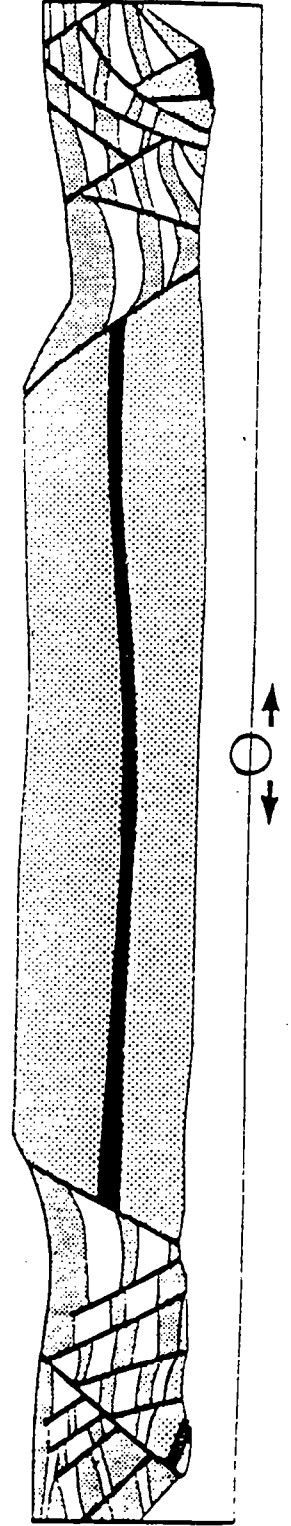
Longueur initiale:
Longueur finale:
Quantité d'extension:
Epaisseur de sable:
Epaisseur de silicone:
Vitesse:
Profil de résistance:

40cm
60cm
50%
9cm
3cm
5cm/h



0 10cm

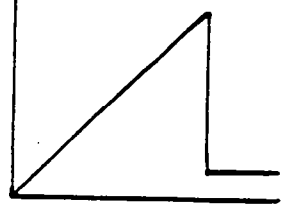
13



PA86-15

Longueur initiale:
Longueur finale:
Quantité d'extension:
Epaisseur de sable:
Epaisseur de silicone:
Vitesse:
Profil de résistance:

40cm
66cm
65%
7,5cm
2,5cm
20cm/h

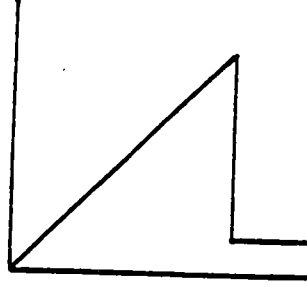
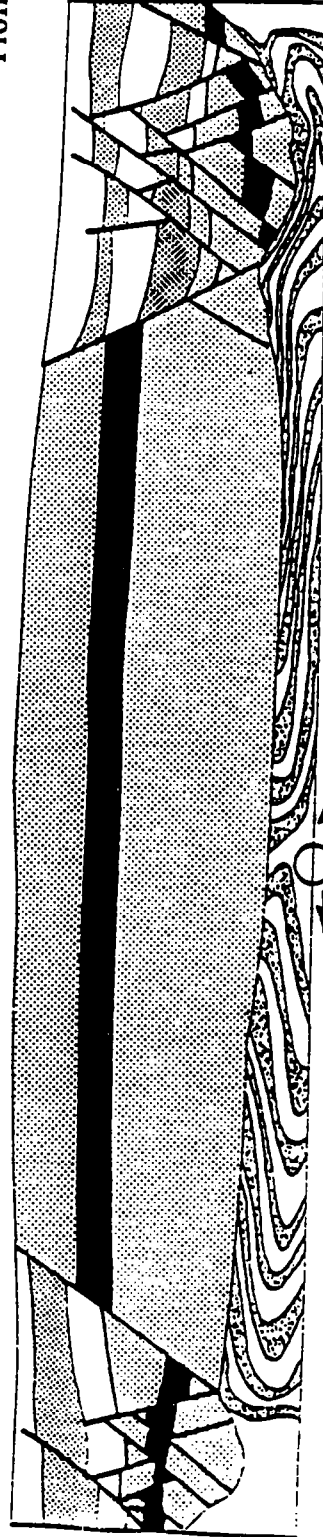


RESISTANCE FRAGILE FORTE RESISTANCE DUCTILE FAIBLE

14

PA86-12

Longueur initiale: 40cm
 Longueur finale: 56cm
 Quantité d'extension: 40%
 Epaisseur de sable: 10cm
 Epaisseur de silicone: 3,5cm
 Vitesse: 10cm/h
 Profil de résistance:



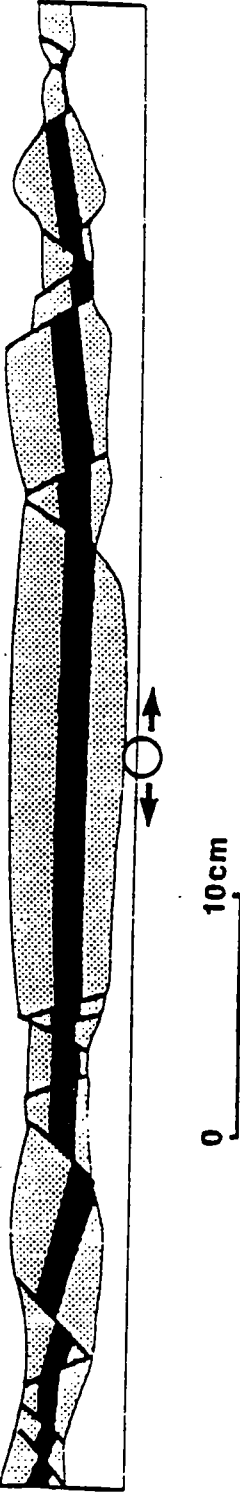
REMARQUES: panne d'un verin
 après 20 m d'expérience.
 Silicone peu visqueuse.

0 10 cm

RESISTANCE FRAGILE FORTE
RESISTANCE DUCTILE INTERMEDIAIRE

PA86-05

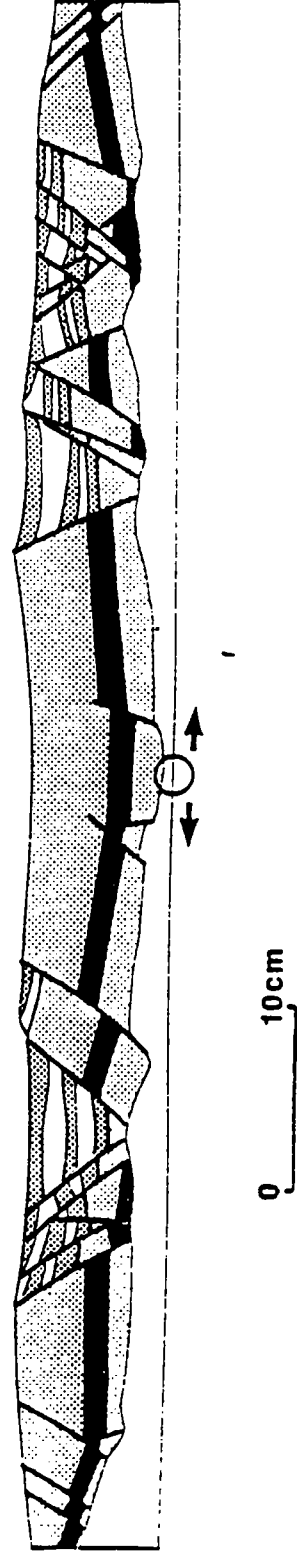
Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 60cm
Quantité d'extension: 50%
Epaisseur de sable: 7cm
Epaisseur de silicone: 7cm
Vitesse: 15cm/l
Profil de résistance:



15

PA86-06

Longueur initiale: 60cm
Longueur finale: 80cm
Quantité d'extension: 30%
Epaisseur de sable: 7,5cm
Epaisseur de silicone: 2,5cm
Vitesse: 15cm/h
Profil de résistance:



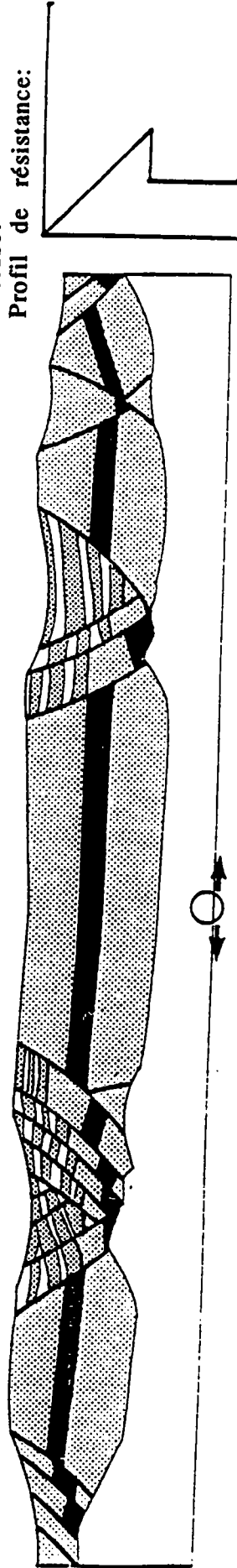
16

RESISTANCE FRAGILE FORTE
RESISTANCE DUCTILE INTERMEDIAIRE A FORTE

17

PA86-01

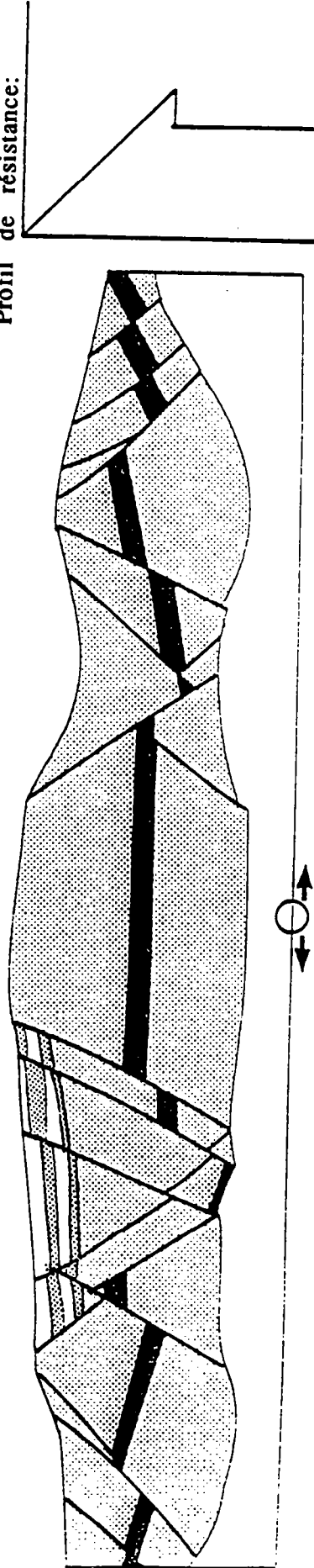
Longueur initiale: 30cm
Longueur finale: 45cm
Quantité d'extension: 50%
Epaisseur de sable: 5cm
Epaisseur de silicone: 5cm
Vitesse: 7,5cm/h



0 10cm

PA86-02

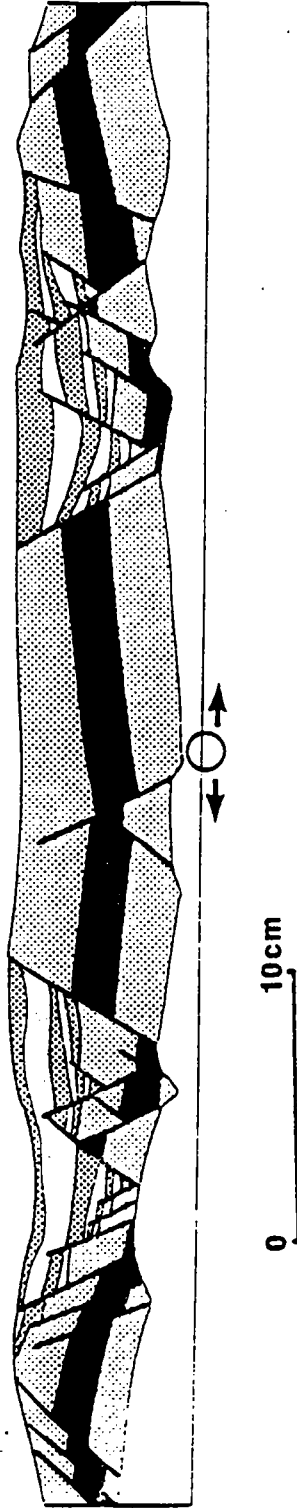
Longueur initiale: 30cm
Longueur finale: 45cm
Quantité d'extension: 50%
Epaisseur de sable: 8cm
Epaisseur de silicone: 4cm
Vitesse: 7,5cm/h



18

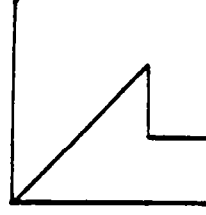
RESISTANCE FRAGILE FORTE
RESISTANCE DUCTILE INTERMEDIAIRE

19

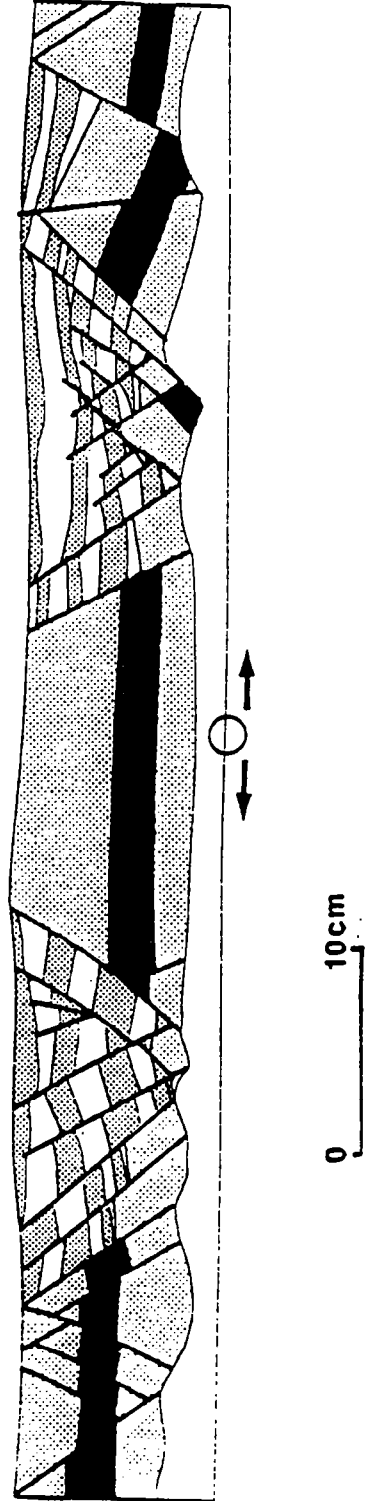


PA86-11

Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 55cm
Quantité d'extension: 40%
Epaisseur de sable: 7cm
Epaisseur de silicone: 3,5cm
Vitesse: 15cm/h
Profil de résistance:

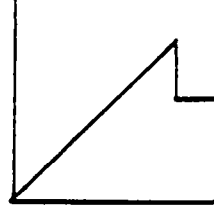


20



PA86-17

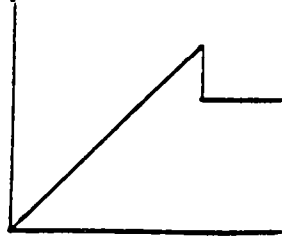
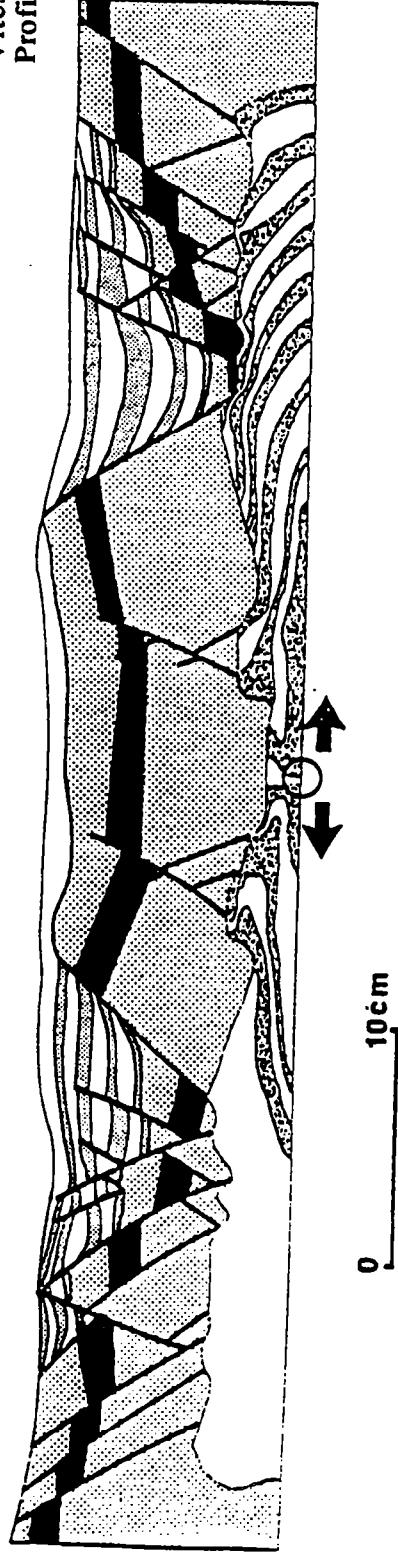
Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 71cm
Quantité d'extension: 75%
Epaisseur de sable: 8cm
Epaisseur de silicone: 2,5cm
Vitesse: 20cm/h
Profil de résistance:



RESISTANCE FRAGILE FORTE
RESISTANCE DUCTILE INTERMEDIAIRE

PA86-23

Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 60cm
Quantité d'extension: 50%
Epaisseur de sable: 6cm
Epaisseur de silicone: 3cm
Vitesse: 7,5cm/h
Profil de résistance:

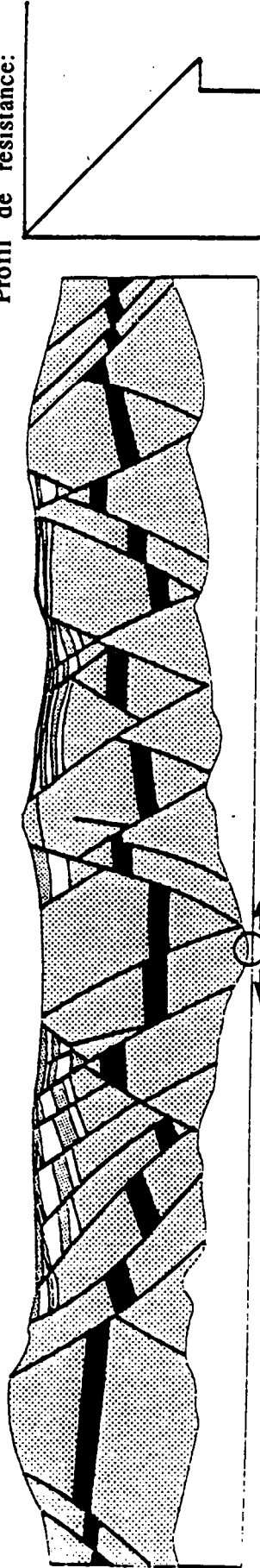


RESISTANCE FRAGILE FORTE
RESISTANCE DUCTILE INTERMEDIAIRE A FORTE

22

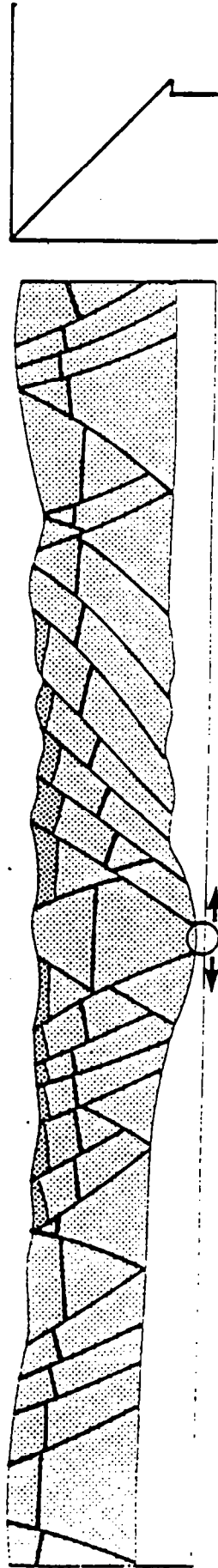
PA86-03

Longueur initiale: 40cm
Longueur finale: 60cm
Quantité d'extension: 50%
Epaisseur de sable: 9cm
Epaisseur de silicone: 3cm
Vitesse: 15cm/h
Profil de résistance:



PA86-04

Longueur initiale: 45cm
Longueur finale: 60cm
Quantité d'extension: 30%
Epaisseur de sable: 7,5cm
Epaisseur de silicone: 2,5cm
Vitesse: 15cm/h
Profil de résistance:



23

Dans la même collection :

N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140F.

N°2 - G. QUERRE - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.

N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE

N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.

N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.

N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.

N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987).
EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.

- N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévonien-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.

- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.

- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 20,00 F				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

RESUME

Les rifts continentaux sont des zones étroites et allongées d'extension de la lithosphère. Une étude du champ de déformation en surface montre leur caractère asymétrique quasi-systématique. Cette asymétrie est acquise tardivement au cours de la déformation.

La lithosphère étant considérée comme un multicouche fragile/ductile, une modélisation analogique de sa striction est réalisée en appliquant une extension ponctuelle sur des multicouches sable/silicone dimensionnés. Ces expériences montrent que:

- l'asymétrie est due à la présence d'un cisaillement ductile à la base des rifts qui accommode un décalage entre les déformations de la croûte fragile et du manteau supérieur

- la déformation est contrôlée par la couche la plus résistante de la lithosphère (manteau supérieur)

- la déformation du manteau supérieur est conditionnée par des hétérogénéités internes préexistantes (anciennes structures)

- la largeur initiale des rifts est fonction de la profondeur de l'interface fragile/ductile dans la croûte ou dans le manteau

- la largeur d'une zone active étirée dépend du couplage entre la croûte fragile et la croûte ductile. Ces conclusions sont appliquées au rift oligocène ouest européen et permettent d'expliquer la variation du champ de déformation d'un segment du rift à l'autre.

Mots clés :

rifts continentaux, champ de déformation, modélisation analogique, rift oligocène ouest Européen.